Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der philosophischen Fakultät II der Universität Zürich

von

ALBERT WIRZ

von Zürich

Begutachtet von

Prof. Dr. B. PEYER

Zürich 1943

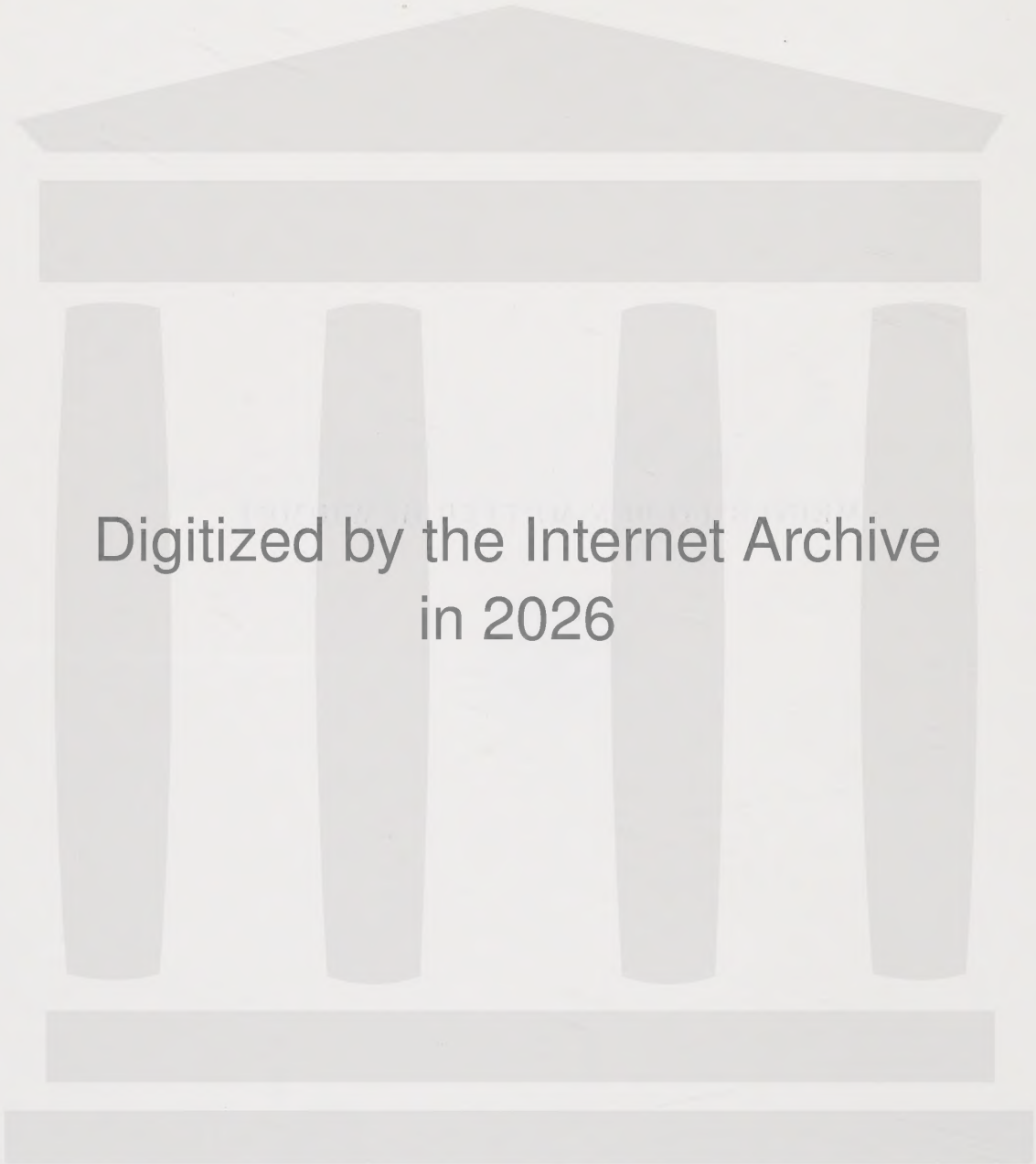
1945

Buchdruckerei E. Birkhäuser & Cie., Basel

Separatabdruck aus
Band 65 der Schweizerischen Palaeontologischen Abhandlungen,
herausgegeben von einer Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

MEINER LIEBEN MUTTER GEWIDMET


Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507203_0022

Inhaltsverzeichnis.

Seiten

Vorwort 5

Einleitung 6

I. Stratigraphischer Teil 8

1. Einleitung (mit Orientierungskärtchen) 8

2. Stratigraphisches Profil des Ladinikums im Monte San Giorgio-Gebiet . . . 10

3. Beschreibung der Gesteine 21

4. Bathymetrisches und Fazielles 33

5. Palaeogeographische Verhältnisse 36

6. Dolomit 37

II. Palaeontologischer Teil 39

1. Pflanzliche Funde 39

a) Dasycladaceae 39

b) Weitere Pflanzenfunde 39

2. Foraminiferen 40

3. Radiolarien 46

4. Spongien 47

5. Arthropoden 48

6. Lamellibranchier 49

7. Gastropoden 53

8. Cephalopoden 53

9. Brachiopoden 54

10. Echinodermen 55

11. Fische 55

12. Reptilien 55

13. Fossilien problematischer Natur 56

14. Knollen 61

III. Petrographischer Teil 62

1. Vulkanischer Tuff 62

2. Kieselgesteine 66

3. Baryt 73

Gesamtbetrachtung 74

Zusammenfassung der Ergebnisse 79

Literaturverzeichnis 80

Vorwort.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. B. Peyer. Ich danke ihm herzlich für die unermüdliche Förderung der Arbeit sowie für die Gastfreundschaft, die er mir längere Zeit im Untersuchungsgebiet bot. Nicht weniger Dank schulde ich Dr. E. Kuhn, Oberassistent am Zoologischen Museum der Universität Zürich, für viele Mitteilungen im Felde auf Grund seiner langjährigen Beobachtungen; auch unterstützte er mich stets mit Literaturnachweisen. Den Präparatoren F. Buchser und J. Aichinger habe ich für ihre Hilfe bei Feld- und Photoarbeiten sowie bei der Herstellung von Dünnschliffen zu danken.

Für die Erlaubnis zur Benützung der Bibliothek des Geologischen Institutes an der E. T. H. danke ich Prof. Dr. R. Staub und Prof. Dr. A. Jeannet; letzterem auch für manche Anregung und für die leihweise Überlassung von Sammlungsobjekten des genannten Institutes. Infolge des großen Entgegenkommens von Prof. Dr. P. Niggli konnten die mineralogisch-petrographischen Probleme in dem ihm unterstellten Institut gelöst werden, wofür ich ihm zu tiefem Dank verpflichtet bin. Insbesondere danke ich Prof. Dr. K. Burri für die optische Bestimmung des Baryts, Prof. Dr. J. Jakob für die Durchführung von vier Gesteinsanalysen und namentlich P.-D. Dr. F. de Quervain und Dr. A. v. Moos für die große Hilfe, die sie mir bei der Untersuchung der vulkanischen Tuffe, der Verkieselungen und der Barytvorkommen leisteten. Bei der Bestimmung der Foraminiferen förderte mich Prof. Dr. M. Reichel, Basel, durch wertvolle Wegleitung und Hilfeleistung. Beim Versuch der Deutung der Objekte pflanzlicher Natur durfte ich mich des regen Interesses und der tatkräftigen Hilfe der Zürcher Botaniker Prof. Dr. A. U. Däniker, Prof. Dr. E. Schmid und Dr. J. Schlittler erfreuen. Prof. Dr. J. v. Pia †, Wien, hatte die Freundlichkeit, anhand von Dünnschliffen und Handstücken Diploporen, Landpflanzenreste und Radiolarien zu bestimmen bzw. deren Bestimmbarkeit zu beurteilen, wofür ich ihm grossen Dank schulde. Dr. W. Bernoulli, Basel, danke ich für die Überlassung einer Serie von Dünnschliffen mit Diploporen zu Vergleichszwecken. Bedeutungsvoll waren die Hinweise von Prof. Dr. L. Vonderschmitt, Basel, hinsichtlich der Tuffvorkommen. Dafür sowie auch für seine Anleitung zum Schlämmen, bin ich ihm lebhaften Dank schuldig. Für die Aushändigung von Belegstücken zur Dissertation von Ed. Trümpy (1930) bin ich Prof. Dr. P. Arbenz sel. und Prof. Dr. J. Cadisch, Bern, zu Dank verpflichtet.

Von grösster Bedeutung für die Durchführung der Arbeit wurde ein Kredit, der Prof. Peyer von der Jubiläumsspende für die Universität Zürich für Untersuchungsszwecke gewährt worden war. Aus diesem Kredit konnten die bedeutenden Kosten der Herstellung von Dünnschliffen bestritten werden; ich möchte auch meinerseits dem Stiftungsrat der Jubiläumsspende aufs beste danken. Für die bevorstehende Veröffentlichung der vorliegenden Arbeit ist es von ganz besonderem Wert, dass sie in die Reihe der Publikationen aufgenommen werden konnte, die von der „Georges und Antoine Claraz-Schenkung" unterstützt werden. Es sei mir deshalb gestattet, an dieser Stelle dem Kuratorium der genannten Schenkung und insbesondere dessen Präsidenten, Herrn Generaldirektor Dr. W. Zollinger, den besten Dank zum Ausdruck zu bringen.

Zürich, im Mai 1943. A. Wirz.

Einleitung.

Mit der vorliegenden Arbeit wird der Versuch unternommen, das Ladinikum des Monte San Giorgio-Gebietes auf Grund palaeontologischer und petrographischer Untersuchungen zu gliedern.

Im S des Luganersees, zwischen Porto Ceresio und Riva-San Vitale, schiebt sich nach N die Monte San Giorgio-Halbinsel. Geologisch stellt sie die Kernmasse des Südabfalles der Antiklinale von Brinzio dar. Auf dem hohen, breiten Sockel der permischen Eruptiva fallen flach nach S, als orographische Einheit den steilen Nordabsturz des Gipfels und die hohe Ostflanke des Berges bildend, die anisischen und ladinischen Dolomite. Die ladinischen Meridekalke umfassen den Südabfall des Monte San Giorgio, der unterbrochen wird von der Hauptdolomitsteilwand des Poncione d'Arzo.

Die Grundlage der Untersuchungen bildet die Arbeit von A. Frauenfelder (1916). Dort findet sich eine Zusammenstellung der älteren Literatur. Die neueren Forschungen sind in der umfassenden Arbeit von L. U. de Sitter (1939) aufgeführt.

Ausser der Unterscheidung einer Kalkschieferzone in den obersten Meridekalken und einer weiteren Gliederung der Grenzbitumenzone durch A. Senn (1924) wurde seit Frauenfelder nichts Neues über die Stratigraphie des Ladinikums, meines Arbeitsgebietes, veröffentlicht. In den neueren Arbeiten hat entweder die Tektonik oder die Petrographie des Kristallins gegenüber rein stratigraphischen Studien den Vorzug. Aus diesem Grund und weil der herrschende Kriegszustand eine Begehung der angrenzenden italienischen Gebiete verunmöglichte, konnten auch keine Vergleiche im Rahmen einer Detailstratigraphie des Ladinikums angestellt werden, was der rasche Faziswechsel in dieser Stufe unbedingt erfordert hätte. In grossen Zügen sind diese Verhältnisse in der Arbeit von A. Senn (1924) dargelegt.

Von der Grenzbitumenzone ausgehend, gliedert A. Frauenfelder das Ladinikum in Dolomite, untere und obere Meridekalke; letztere beiden sind getrennt durch eine Dolomitzone. A. Senn unterscheidet weiter eine höchste Kalkschieferzone der oberen Meridekalke.

A. Frauenfelder (1916) lässt die untere Dolomitserie mit einigen Arkoselagen (S. 278/279) schliessen. Bei den Grabungen des Zoologischen Museums waren diese Bänke leitend; Dr. E. Kuhn waren ähnliche Vorkommen in höheren Schichten bekannt, und Prof. Dr. L. Vonderschmitt, der Neuaufnahmen im Gebiete ausführt, hat darin erstmals vulkanische Tuffe erkannt.

Die seit 1924 unter der Leitung von Prof. Dr. B. Peyer durchgeführten Grabungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich in den Tessiner Kalkalpen führten, vom Grenzbitumenhorizont ausgehend, 1927 zur Entdeckung der reichen ladinischen Wirbeltierlagerstätten. Während verschiedener Jahre wurde ausschliesslich im Ladinikum gegraben und vor allem zahlreiche Reste von Pachypleurosauriern erbeutet. Das tiefste Vorkommen von *Pachypleurosaurus* befindet sich unmittelbar über dem Grenzbitumen (Fundort: Val Porina, Tetto nuovo, siehe R. Zangerl, 1935). Sehr häufig sind sie in den unteren Meridekalken im Niveau von Acqua del Ghiffo und demjenigen von Cascina. Die Lagerstätten von Acqua del Ghiffo dehnen sich über das ganze Gebiet des Monte San Giorgio aus und wurden auch jenseits der Landesgrenzen in Besano ausgebeutet (siehe R. Zangerl, 1935).

B. Peyer (1931) stellte fest, dass über dem Grenzbitumenhorizont die Mixosaurier verschwinden und von den Pachypleurosauriern abgelöst werden. Mixosaurier und Pachypleurosaurier schliessen

sich gegenseitig aus. Auf *Mixosaurus* folgt *Pachypleurosaurus*. Sehr bedeutungsvoll ist der Umstand, dass diese Ablösung im unmittelbaren Hangenden des Grenzbitumenhorizontes stattfindet. B. PEYER (1931) sieht darin einen palaeontologischen Beleg zur Abgrenzung des Ladinikums vom Anisikum, wie sie von A. FRAUENFELDER (1916) durchgeführt wurde. Seltener sind Funde von *Ceresiosaurus calcagnii* PEYER im Ladinikum des Monte San Giorgio. Diese Gattung wurde von B. PEYER (1931) für einen Nothosauriden aufgestellt. Die relativ seltenen Funde von *Ceresiosaurus* sind nicht nur hinsichtlich der Beziehung zwischen germanischer und südalpiner Trias von Bedeutung, sondern sie tragen dank des trefflichen Erhaltungszustandes auch wesentlich zur Kenntnis der Nothosauriden bei. Ceresiosaurier wurden in den unteren Meridekalken in den Niveaus von Acqua del Ghiffo und Cascina gefunden. Neben mehreren Funden von *Macrocnemus* (B. PEYER, 1937) im Grenzbitumenhorizont an verschiedenen Lokalitäten, wurde ein Exemplar in den unteren Meridekalken im Niveau von Cascina erbeutet.

Hinsichtlich der Verteilung der Faunen im Grenzbitumenhorizont berichtigt B. PEYER (1931) die Feststellungen von A. FRAUENFELDER (1916) und A. SENN (1924), wonach die Vertebratenreste auf die Bitumina und die Wirbellosen auf die Dolomitbänke beschränkt wären. B. PEYER (1931, S. 4) schreibt:

> „In den Dolomitbänken kommen reichlich Wirbeltierreste vor, und bei näherem Zusehen findet man umgekehrt in den Bitumenlagen gar nicht selten Reste von Wirbellosen. Zweifellos liegt dem Oszillieren der Sedimentation ein scharfer Wechsel der Bedingungen zu Grunde; aber es ist die gleiche Fauna, deren Reste in den Bitumenlagen wie in den Dolomiten eingebettet wurde."

Ausser einzelnen Fischlagerstätten im Bereiche der unteren Meridekalke im Niveau von Acqua del Ghiffo und demjenigen von Cascina brachten vor allem Untersuchungen von Dr. E. KUHN weitere Fischfunde in den oberen Meridekalken. Ebenso entdeckte er die Posidonienlager über dem Dolomitband und die Daonellenvorkommen im Val Bozzone. Neben vereinzelten Gastropoden und vielgestaltigen Problematica förderten die Grabungen des Museums den einzigen Seeigel, der bisher im Ladinikum des Monte San Giorgio-Gebietes gefunden wurde. Er wurde von A. JEANNET (B. PEYER, Triasfauna VI. Note sur un *Miocidaris* nouveau. Abh. Schweiz. Pal. Ges., Bd. LIII, Basel 1933) beschrieben.

Als Begleiter einer der Tuffbänke wurde die Lage von „Scherzi" (Hornstein) als im ganzen Gebiet durchgehend erkannt und in der Folge als Leitschicht für die reichen Pachypleurosaurierlagerstätten benützt.

Während das Ladinikum bis zum Dolomitband, vor allem aber die unteren Meridekalke, durch die Untersuchungen von B. PEYER eine weitere Gliederung erfuhren, ergab sich für die oberen Meridekalke mehr und mehr das Bedürfnis nach einer lückenlosen Profilaufnahme, nicht nur um die bereits bekannten Fossillager darin einzufügen, sondern auch um die von A. FRAUENFELDER (1916) als fossilleer gekennzeichnete Serie auf weiteren Fossilinhalt genau zu durchsuchen, auf Grund allgemein stratigraphischer Verhältnisse zu gliedern und wenn möglich gegen die karnische Stufe abzugrenzen (siehe A. FRAUENFELDER 1916, A. SENN 1924).

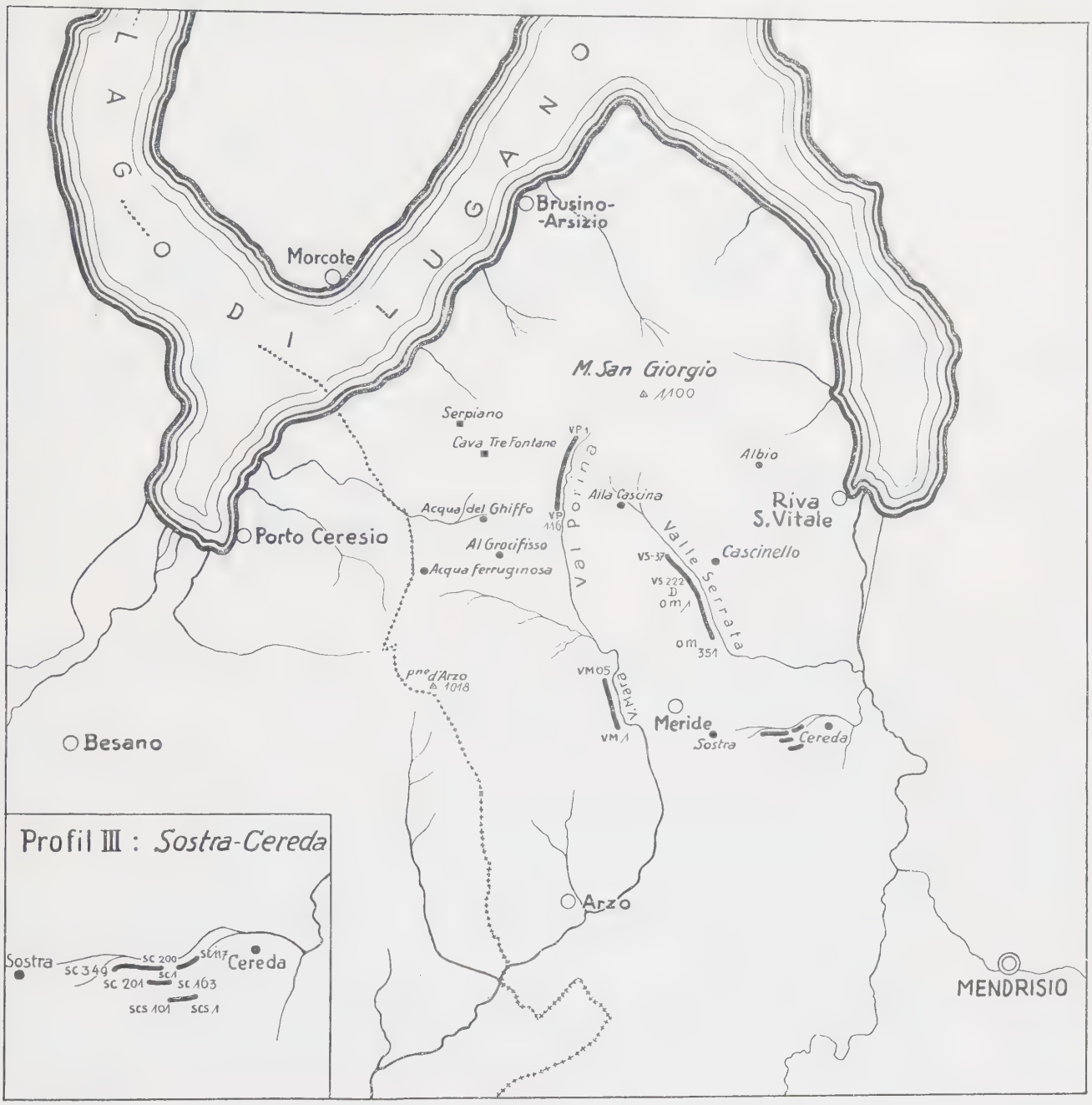
Im Felde wurde Schicht um Schicht systematisch nach Fossilien durchsucht und ausgemessen. Anhand von zahlreichen Dünnschliffen wurden im Museum die mikropalaeontologischen und petrographischen Untersuchungen durchgeführt. Eine einzige der vielen vorgenommenen Schlämmproben ergab organische Reste.

I. Stratigraphischer Teil.

1. Einleitung.

Entlang zwei N-S verlaufenden Querbrüchen ist die mittlere Partie der Sedimentplatte des Monte San Giorgio um etwa 50 m abgesunken. Diesen Verwerfungen folgend, haben sich im W die Val Porina und im E die Valle Serrata eingefressen. Wenn auch diese Störungslinien selber, sowie viele kleinere Längsbrüche in der Valle Serrata, der Aufnahme eines bis ins Kleinste gehenden Detailprofils etwelche Schwierigkeiten entgegenstellten, so erwiesen sich diese Taleinschnitte doch als die weitaus günstigsten Aufschlüsse, die Val Porina für den unteren Teil des Profils von den Dolomiten des Grenzbitumens bis zu den „Scherzi", die Valle Serrata für das Tuffprofil, die unteren Meridekalke, das Dolomitband und einen ansehnlichen Teil der oberen Meridekalke. Hier fehlt nun der direkte Anschluss an das Profil, das vom Talboden des Laveggio (Cereda) bis zur Gipsgrube von Meride (Sostra) führt. Doch kann die Lücke nicht bedeutend sein, was sich aus dem Vergleich der aufgenommenen Mächtigkeiten mit den Angaben in der Literatur (siehe A. Frauenfelder 1916, A. Senn 1924, L. U. de Sitter 1939) ergibt. Auch entscheidende lithologische Veränderungen gegenüber dem Hangenden und Liegenden treten in der fehlenden Partie nicht ein, was am Weg S. Antonio-Cascina, wo diese Partie lückenhaft aufgeschlossen ist, festgestellt werden konnte. Der höchste Teil des Profils wurde in der Val Mara (Gaggio) aufgenommen.

Der Arbeit ist eine kleine Skizze beigegeben, die über die Örtlichkeiten der Profilaufnahmen orientiert. Die Profilführung ist mit fetter Linie bezeichnet. Die Detailprofile (S. 10-20) sind von oben nach unten, entsprechend dem natürlichen Verbande, dargestellt. Die Gliederung (a, b, c usw.) ist auf Grund des palaeontologischen und lithologischen Befundes erfolgt. Bezeichnungen für einzelne Schichtpartien sind aus den Arbeiten von Frauenfelder und Senn, sowie aus noch nicht publizierten Untersuchungsergebnissen des Museums entnommen worden. Die Quelle wird jeweils in Klammern angegeben (z. B. Frauenfelder, Senn, Museum). Für die von mir neu ausgeschiedenen Schichtpartien werden lithologische Charakteristika in Klammern beigefügt. Im einzelnen sind die Schichten fortlaufend numeriert; in abgekürzter Weise (VM = Val Mara, VP = Val Porina, VS = Valle Serrata, SC = Sostra - Cereda, SCS = Sostra - Cereda S) wird jeweils auch die Örtlichkeit der Profilaufnahme angegeben. Die folgenden Profile stellen eine Zusammenfassung der detaillierten, im Felde aufgenommenen Profile dar. Diese wurden wegen ihres grösseren Umfanges nicht publiziert; sie stehen Interessenten im Zoologischen Museum der Universität Zürich zur Verfügung.



Textfig. 1. Orientierungskärtchen.

2. Stratigraphisches Profil des Ladinikums im Monte San Giorgio-Gebiet.

Profil I: Val Porina.

Ia) VP 1 — VP 18, 2 m, Grenzbitumenhorizont (FRAUENFELDER), höchste Partie.

VP	m	
18–1	2	Bituminöse Dolomit- und Dolomitmergel-Bänke, bituminöse (sandige) Tonschiefer (Minerale) mit verkieselten Linsen (Radiolarite). Ceratiten (Hohlformen); *Celtites fumagalli* (STABILE) MAR.; *Daonella vaceki* KITTL, *Daonella elongata* MOJS., *Daonella caudata* FRAUENF.; (*Daonella sturi* BEN., *Daonella esinensis* SAL.); monaxone Spongiennadeln; Radiolarien (Taf. 75, Fig. 21); [1])Pm_8 (Taf. 75, Fig. 12); Pm_{10} (Taf. 76, Fig. 15); Fische; Pflanzen.

Ib) VP 19 — VP 83, 47 m, (Plattige, tonige Dolomite, Dolomitmergelschiefer, biogene Breccien- und Konglomeratbänke, Hornsteinlagen, vulkanischer Tuff in dünnen Lagen.)

VP	m	
83,82	2,2	Dolomitbänke und Dolomitmergelschiefer.
81	1,7	Massiger Dolomit.
80–71	1,4	Graubraune Dolomitbänke, braune Dolomitmergelschiefer, Mergelschiefer. Monaxone und tetraxone Spongiennadeln (Taf. 75, Fig. 30); Radiolarien; Pflanzenreste.
	5,0	Lücke.
70	1,4	Tonige Dolomitbänke.
	0,6	Lücke.
69_8	0,6	Brecciöser Dolomit.
69_7	2,0	Grobbankiger, toniger Dolomit.
69	3,0	Hellgraue Dolomitbänke, brecciöse und zellige Lagen; Hornsteinlagen und -linsen; schiefrige, körnige Dolomitmergel. Radiolarien (Radiolarit).
	0,7	Lücke.
68	0,5	Dolomitmergel mit schwarzen Hornsteinlagen und -linsen, unten Dolomitbreccie. Monaxone Spongiennadeln und Radiolarien (Radiolarit).
	1,5	Lücke.
67–64	2,0	Tonige Dolomitbänke, brecciöse Bank mit Organismentrümmern (Gastropode), Dolomitmergel mit verkieselten Kugeln. Radiolarien; monaxone Spongiennadeln.
63	1,3	Feinschichtige, schwach bituminöse Dolomitmergel. Radiolarien (Taf. 75, Fig. 24).
	4,0	Lücke.
62–51	1,2	Dolomit- und Dolomitmergelbänke; feinschichtige, mergelige Zwischenlagen; bituminöse sandige Mergelschiefer. Daonellen, Daonellenbrut; Fischreste; monaxone Spongiennadeln; Radiolarien; Pflanzen; P_1.
50	1,0	Bituminöse Dolomitmergelschiefer und toniger Kristalltuff.
	1,5	Brecciöse, tonige Dolomitbänke; weisse Hornsteinbank. Schalentrümmer.
49	0,8	Verkieselte, feinschichtige, bituminöse Mergelschiefer und Dolomitmergel. Kieselkugeln. *Daonella esinensis* SAL.; (*Daonella lommeli* MOJS.?); Daonellenbrut; monaxone Spongiennadeln; Radiolarien (Taf. 75, Fig. 23); P_1; Pflanzen.
48	0,6	Toniger Dolomit mit verkieselter Organismenbreccie (Schalenreste), dunkelblaugraue Dolomitbänke.
47	1,5	Tonige Dolomitbänke und Breccienlagen; schiefrige Mergel; Hornsteinlagen und -linsen. Pflanzen.
46–39	1,7	Schiefrige Dolomitbänke, z. T. aufgearbeitet; Hornsteinlagen und -linsen; verkieselte Organismentrümmer; bituminöse, schiefrige, sandige Dolomitmergel mit dünnen Tufflagen. Daonellen; monaxone Spongiennadeln; Radiolarien (Taf. 75, Fig. 25–28, 29); Fischreste; [2])P_1.
38–37	0,5	Tonige Dolomitbänke mit verkieselten Organismentrümmern.

[1]) Pm = mikroskopisch-kleines Problematicum. Die in Hornstein eingeschlossenen, als Pm_8 aufgeführten Bildungen dieser Schichten konnten von Prof. Dr. E. SCHMID als Coniferenpollen bestimmt werden.

[2]) P = Problematicum.

VP	m	
36–33	0,3	Toniger Dolomit und sandige Mergellagen. Monaxone Spongiennadeln (Taf. 75, Fig. 31); Radiolarien; Pflanzenreste.
32	0,1	Toniger Dolomit mit z. T. verkieselten Organismentrümmern. Pflanzen.
31	0,1	Toniger Kristalltuff: Feldspat, Quarz, Glimmer.
30, 29	0,1	Dolomitmergel. Monaxone Spongiennadeln; Radiolarien (Taf. 75, Fig. 22).
28	0,2	Dolomitbreccie.
27–23	0,1	Dunkelgraue, tonige Dolomitbänke und sandige Dolomitmergellagen. Daonellen; tetraxone und monaxone Spongiennadeln; Radiolarien; Pflanzenreste.
	1,5	Schutt.
22, 21	0,8	Dolomitbreccienbänke und schiefrige Dolomite.
20, 19	1,4	Zellige, grobe Dolomitbänke. Daonellen; Koprolithen.
	6,0	Lücke.

Ic) VP 84 — VP 90, 19 m, (Massiger und brecciöser Dolomit, Lage von vulkanischem Tuff).

VP	m	
90_6	2,0	Grobe Dolomitbreccie.
90_5	1,0	Tonige Dolomitbänke.
90_4	3,0	Feine Dolomitbreccie.
90_3	4,0	Bankiger Dolomit.
90_2	1,0	Feine Dolomitbreccie.
90_1	1,0	Grobe Dolomitbreccie.
89	1,6	Feinschichtige, schwach bituminöse Dolomitbänke und Dolomitmergelschiefer; Tonige Kristalltufflage. Radiolarien; Pflanzenhäcksel.
88	1,4	Bankiger Dolomit, Linsen von Breccie.
87	0,5	Tonige Dolomitbänke; Radiolarien.
86	2,0	Massiger Dolomit.
85	0,2	Toniger Dolomit und Mergelschiefer.
84	1,0	Massiger Dolomit.

Id) VP 92 — VP 111, 14 m, Niveau von Val Bozzone (Museum). (Zone des *Protrachyceras archelaus* Lbe., *Daonella moussoni* Mer., Platten- und Knollenkalk).

VP	m	
111–109	2,4	Toniger Kalk und Kalkmergelschiefer, unten Kalkknollen in mergeliger Zwischenmasse. *Protrachyceras archelaus* Lbe. (Taf. 75, Fig. 56, 57, 58, 59), *Arpadites arpadis* Mojs. (Taf. 75, Fig. 60), weitere unbestimmbare Ammoniten; *Daonella moussoni* Mer. (Taf. 75, Fig. 49, 53, 50, 51, 52), Muschelbreccie, Prodissoconche (Taf. 75, Fig. 53); Vertebratenreste; monaxone Spongiennadeln; Radiolarien; Foraminiferen (?); Ostrakoden (?); P_1 (Taf. 76, Fig. 16); P_{12} (Taf. 76, Fig. 27).
108	1,4	Tonige, graue Dolomitbänke.
	0,8	Lücke.
107	0,6	Dolomitbreccie.
	1,5	Lücke.
106–92	7,6	Knollenschichten; tonige, blaugraue Dolomitknollen, kalkreich; mergelige Zwischenmasse; rötliche Dolomitmergel und Mergelschiefer; tonige Kristalltufflage (5 cm). *Daonella moussoni* Mer., Pflanzenreste.

Ie) VP 112—VP 116, VS—37, –36, 25 m, (Plattige, massige und brecciöse tonige Dolomite, mergelige Zwischenlagen).

VP	m	
116	4,0	Dunkelblaugraue, tonige Dolomitbänke und Dolomitmergelschiefer; brecciöse Dolomitbänke. Pflanzliche Reste.
115	2,5	Graue Dolomitbänke.
114	5,5	Grobe, brecciöse Dolomitbänke; zellige, graue, tonige Dolomitbänke.
113	3,0	Tonige Dolomitbänke. Pflanzliche Reste.
112	7,0	Massiger, toniger Dolomit, oben bankig, in der Mitte grobbrecciös, unten massig.
	1,0	Tonige Dolomitbänke.

Profil II: Valle Serrata.

IIa) VS (–37)–VS 7, 7 m, „Scherzi"-Profil (Museum). (Vulkanischer Tuff und Tuffit, Dolomitmergel, bituminöse Kalkschiefer).

VS	m	
7	0,5	Mergel mit Tufflinsen und Hornsteinlagen.
6	0,1	Verkieselte Kalkmergelschiefer.
5,1	0,6	Toniger Aschentuff.
3	0,4	Toniger Tuff, unten Kristalltuff, dann porphyrartig, oben mergelig.
0	0,4	Bituminöse, sandige, oben verkieselte Kalkmergelschiefer mit wulstiger, 2–3 cm mächtiger Hornsteinlage (Scherzi). Ostrakoden (Taf. 75, Fig. 36); Foraminiferen: *Glomospira* sp. (Taf. 74, Fig. 3, 4, 5, 6, 8), *Dentalina* sp. (Taf. 74, Fig. 30–34); Pm_5, [1])Pm_8 (Taf. 76, Fig. 11, 13), Pm_7 (Taf. 76, Fig. 10); pflanzliche Reste; Koprolithen; Problematicum (Taf. 74, Fig. 37).
–4	0,1	Bituminöse Mergelschiefer, z. T. verkieselt. Vertebratenreste (*Pachypleurosaurus*); Foraminiferen: *Dentalina* sp., Ostrakoden (Taf. 75, Fig. 37, 41); *Diplopora annulata* Schafh.
(5) (10)	0,3	Tonige Dolomitbänke und bituminöse Mergelschiefer. Vertebratenreste (*Pachypleurosaurus*); Foraminiferen: *Ammodiscus* sp. (Taf. 74, Fig. 1, 2), *Glomospira* sp. (Taf. 74, Fig. 9), *Turritellella* sp. (Taf. 74, Fig. 10, 11), *Ammobaculites* sp. (Taf. 74, Fig. 12–14), Lituolide (Taf. 74, Fig. 15), Textulariden (Taf. 74, Fig. 16, 18, 19), *Nubeculinella* (Taf. 74, Fig. 22), *Trochammina* sp. (Taf. 74, Fig. 23, 24, 26, 27), *Dentalina* sp., Nodosaride (Taf. 74, Fig. 35). Ostrakoden (Taf. 75, Fig. 40); *Diplopora annulata* Schafh. (Textfig. 2, 3); Spongien (Taf. 75, Fig. 32).
–11	0,2	Toniger Kristalltuff.
(–12)–(19)	0,8	Tonige Dolomitbänke und bituminöse Mergelschiefer. Vertebraten (*Pachypleurosaurus*); P_2: monaxone Spongiennadeln? (Taf. 76, Fig. 18).
–20	0,1	Dolomitmergelbank mit einer Lage von Hornsteinlinsen: „Scherzi piccoli". [1])Pm_8; Pm_9 (Taf. 76, Fig. 14).
(–21)–(22)	0,1	Bituminöser, toniger, feinschiefriger Aschentuff. Fische.
(–23) –(28)	0,8	Hellgraublaue, mergelige Aschentuffbänke (sericitisiert).
(–29)–(–30)	0,2	Porphyrartiger Tuff (Aschentuff mit Einsprenglingen) (Taf. 76, Fig. 41, 44).
–31–33	3,2	Mergeliger, massiger Aschentuff, hellgrau, orange verwittert, splittrige Absonderung. Foraminiferen: *Dentalina* sp.
–34	0,1	Kristalltuff (Taf. 76, Fig. 40, 45).
–35	0,2	Mergelschiefer.
–36	1,0	Schiefriger, hellgrauer, toniger Dolomit mit wulstigen Hornsteinfladen und -linsen.
–37		Blaugrauer, toniger Dolomit, hellbraune Anwitterung.

IIb) VS 8–VS 93, 17 m, Niveau von Acqua del Ghiffo (Museum). (Kalkmergelschieferpakete und Kalkmergelbänkchen, Lagen von vulkanischem Tuff).

VS	m	
93–73	3,8	Tonige Kalkschieferpakete und dünne, tonige Kalkbänke; kleine Quarzlinsen. Vertebratenreste; Ostrakoden; Foraminiferen: *Trochammina* sp.; P_{87}; Pm_5 (Taf. 76, Fig. 4); P_3 (Taf. 76, Fig. 17).
72–70	0,8	Kalkmergel- und stark bituminöse, sandige Mergelschiefer. Vertebratenreste; Ostrakoden; P_3.
69–66	1,3	Bituminöse, tonige Kalkschiefer; tonige Kalkbänke. Vertebratenreste; Ostrakoden; Foraminiferen; Pm_5 (Taf. 76, Fig. 5); Pm_3; P_3.
65	0,1	Toniger Kristalltuff.
64–52	2,3	Bituminöse Kalkmergelschieferpakete, getrennt durch dünne Kalkmergelbänke; einzelne kalkreiche und tonige Partien; dünne, tonige Tufflage; Quarzlinsen. Vertebratenreste; Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp., pflanzliche Reste; Pm_5; Pm_3 (Taf. 76, Fig. 1); P_3.
51–49	0,5	Gelbgraue Dolomitmergelbänke und -schiefer. P_3.
48–44	2,9	Kalkmergel- und Mergelschiefer; mergelige Tufflage. Vertebratenreste (*Pachypleurosaurus*); Ostrakoden (Taf. 75, Fig. 35); Foraminiferen: *Glomospira* cf. *gordialis* (Taf. 74, Fig. 7); *Diplopora annulata* Schafh.; Pm_2 (Taf. 76, Fig. 28); Pm_1 (Taf. 76, Fig. 29); Pm_5; P_3; P_5: Bottiglie (Taf. 76, Fig. 30, 31); Pflanzenreste; $P14_5$ (Taf. 76, Fig. 37) „Hühnertrappen"; $P14_2$ (Taf. 76, Fig. 35) Gefliessmarken, Rieselmarken.

[1]) Nach Prof. Dr. E. Schmid handelt es sich in Taf. 76, Fig. 11 um ungeflügelte, bei Fig. 12 u. 13 um geflügelte Coniferenpollen.

VS	m	
43–12	4,3	Tonige Kalk- und Kalkmergelbänke; Kalk-, Kalkmergel- und Mergelschiefer, letztere z.T. sandig; Hornsteinlage; Dolomitschlieren und -neubildungen. Pm_8; P_5; P_3.
11–8	0,4	Tonige Kalk- und Kalkmergelschiefer. Kleine Tufflinsen, z. T. aufgearbeitet. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.

IIc) VS 94—VS 222, 25 m, Niveau von Cascina (Museum). (Plattige, tonige Kalke und z. T. bituminöse Kalkschiefer, Lagen von vulkanischem Tuff, Barytkonkretionen, hauchdünne Gipslagen).

VS	m	
222	2,0	Schiefrige, tonige Kalkbänke und Kalkmergel; grobe Bänke. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
221–192	3,6	Tonige Kalkbänke und bituminöse Kalkmergel- und Mergelschiefer, z. T. sandig; Pyrit; Baryt? Ostrakoden; Foraminiferen: *Glomospira* sp. (Taf. 74, Fig. 9), *Trochammina* sp., *Dentalina* sp.; Pm_5; P_7 (Taf. 76, Fig. 21); Pflanzen.
191–184	2,3	Mächtige, tonige Kalkbänke mit dünnen, bituminösen, mergeligen Zwischenlagen. Ostrakoden.
183,182	0,7	Bituminöse Kalkmergel- und Mergelschiefer, z. T. sandig. Vertebratenreste; Ostrakoden; P_3.
181–170	2,9	Tonige Kalkbänke und bituminöse Kalkmergelschiefer; schwarze Arkoselage (Tuff?); Karbonatpseudomorphosen nach Baryt. Vertebratenreste; Ostrakoden; P_3.
169–122	8,6	Dunkelgraue, feinkörnige, spröde, tonige Kalkbänke, wechsellagernd mit feinschichtigen tonigen Kalkschiefern. P_3.
121–116	1,4	Tonige, feinkörnige, spröde Kalkbänke; Kalk- und Kalkmergelschiefer. Vertebratenreste; monaxone Spongiennadeln; Pm_5 (Taf. 76, Fig. 2); P_3.
115	0,1	Mergeliger Kristalltuff (Feldspat, Quarz, Zirkon).
114–110	0,6	Kalkmergelbänke und -schiefer; feine Rippeln. Koprolithen; P_3.
109–94	2,7	Blaugraue, tonige, feinkörnige Kalkbänke und Kalkschiefer. Koprolithen; monaxone Spongiennadeln; P_6 (Taf. 76, Fig. 20); P_3; pflanzliche Reste.

IId) D 1–D 22, OM 1—OM 58, 30 m, (Dolomitband).

OM	m	
5)		
58–33	4,1	Tonige, z. T. bituminöse Dolomit- und Dolomitmergelbänke; grauschwarze, bituminöse, körnige, mergelige oder sandige Dolomitschiefer, hie und da verkieselt. *Posidonia wengensis* Wiss. (Taf. 75, Fig. 43, 44, 45, 46); Fische.
32	0,4	Stark bituminöse und sandige Mergelschiefer. Koprolithen.
31–20	1,8	Dolomitmergel- und tonige Dolomitbänke; bituminöse, schiefrige Mergellagen; Limonitknollen.
19–17	1,2	Bituminöse, tonige Dolomitbänke.
4)		
16–14	2,7	Tonige und zellige, körnige Dolomitschiefer (idiomorphe Kristalle); einzelne bituminöse und verkieselte Lagen; wenig Arkose (Tuff?); Limonitknollen. *Posidonia wengensis* Wiss. (Taf. 75, Fig. 42); Koprolithen; Pflanzenreste.
3)		
13–10	0,6	Bituminöser, toniger Dolomit und bituminöse Dolomitschiefer; Kiesellagen; Limonitknollen.
9–1	1,9	Dolomitbänke und tonige, aufgearbeitete Dolomitschiefer; Limonitknollen. Fische; Koprolithen; Pflanzenreste.
2)		
D		Dolomitband (Frauenfelder).
22	9	Grobschiefriger, brecciöser, zelliger und körniger Dolomit.
1)		
21–9	3,9	Z. T. brecciöse, bituminöse, tonige Dolomitbänke und schiefrige, bituminöse, sandige, mergelige Zwischenlagen (idiomorpher Dolomit).
8–1	1,2	Tonige Dolomit-, Dolomitmergel- und Mergelbänke, z. T. brecciös; verfaltete bituminöse Zwischenlagen.

IIe) OM 59—OM 134, 40 m, (Kalk, Mergel, bituminöse Kalkschiefer, Lagen von vulkanischem Tuff, Calcitpseudomorphosen nach Baryt, Oolithe, Pyrit).

OM	m	
134	0,1	Wulstige, bituminöse Kalkschiefer. Muschelbrut; Pm_8.
133–128	1,2	Kalkmergel- und Kalkbänke; bituminöse Kalk- und Kalkmergelschiefer; Oolithe. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.; Pm_6.
127–117	0,8	Blaugraue, tonige Kalkbänke und Kalkmergel.
116	1,3	Bituminöse Kalkschiefer; Kalkmergel; Mergel mit grossen Calcitrhomboedern. Ostrakoden.
115–113	0,4	Kalkmergel; Kalk; bituminöse Kalkschiefer. Muscheln.
112_5	0,1	Gelbweisser, porphyrartiger Tuff: Sanidin, Quarz, Zirkon, Apatit.
112	0,3	Kalkmergel und Mergel; bituminöse, tonige Kalkschiefer; Oolithe. Koprolithen; Pm_6.
111–108	0,9	Tonige Kalkbänke; wenig bituminöse Kalkschiefer; Oolithe. Koprolithen; Pm_6.
107–103	1,9	Bituminöse Kalkmergelbänke und bituminöse Kalkschiefer. Ostrakoden.
102	0,5	Mergel und Kalkmergel, wechsellagernd.
	1,0	Lücke.
101, 100	1,3	Tonige Kalk- und Kalkmergelbänke.
99–97	1,3	Mergel- und Kalkmergelschiefer; bituminöse, sandige Mergel; Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.; pflanzliche Reste.
96–93	0,6	Bituminöse, tonige Kalkschiefer; toniger Kalk; Kalkmergel.
92	1,0	Mergel; Kalkbänke; bituminöse Kalkschiefer, verkieselt; Limonitknollen. Ostrakoden; Foraminiferen; Dasycladaceen; Pm_5.
	3,0	Lücke.
91	1,7	Mergellagen und tonige Kalkbänke.
90–86	1,1	Feinkörnige, bituminöse Kalkbänke und bituminöse Kalkschiefer.
85_8	0,1	Stark bituminöse, sandige Mergelschiefer. Ostrakoden; Foraminiferen; Koprolithen; Pm_5.
85_6	0,4	Körnige, weisse Mergel. Ostrakoden (Taf. 75, Fig. 33, 34); Foraminiferen: Lagenide (Taf. 74, Fig. 28), *Dentalina* sp. (Taf. 74, Fig. 29), Steinkern (Taf. 74, Fig. 36); Problematica (Taf. 74, Fig. 38–70; Taf. 75, Fig. 1–20; Textfig. 6).
85_5	0,1	Aschentuffit, darunter verkieselte, bituminöse Kalkmergel. *Lingula* sp. (Taf. 75, Fig. 61, 62); Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
$85_{4\text{-}1}$	0,5	Bituminöse Mergelschiefer und Kalkmergel; Pyritknollen.
84, 83_4	0,6	Toniger Kalk und bituminöse, schiefrige Kalkmergel; verkieselte Lagen; Limonitknollen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
83_3, 83	0,5	Mergel und bituminöse, sandige Zwischenlagen.
$82_{8\ 6}$	0,3	Toniger, körniger Kalk und Kalkmergel.
82_{5-2}	0,4	Mergeliger Aschentuff mit körnigen Kalklinsen.
82_1	0,4	Mergel und sandige, bituminöse Mergelschiefer.
	4,0	Lücke.
81–79	0,6	Toniger Kalk mit Limonitknollen; Kalkmergel.
78	0,4	Bituminöse Mergelschiefer; harte Arkoselage (Tuff?). *Posidonia wengensis* Wiss.; Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp., Koprolithen; P_{13} (Taf. 76, Fig. 23); Pm_5.
$77–73_6$	1,0	Kalkbänke; Kalkmergel; bituminöse Lagen mit Pyritknollen. Koprolithen; P_{10} (Taf. 76, Fig. 25).
73_4 -73	0,7	Mergel und Kalkmergellagen.
	5,5	Lücke.
72–65	1,5	Kalk- und Kalkmergelbänke; bituminöse Kalkschiefer; bituminöse, sandige Mergelschiefer (Tuff?); Baryt. Muscheln (Daonellenreste), Prodissoconche; Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.; Spongiennadelnbüschel: Pm_4 (Taf. 76, Fig. 32); Koprolithen; pflanzliche Reste; Pm_5.
64	1,2	Mergellagen, getrennt durch dünne, tonige Kalkschiefer.
	0,7	Lücke.
63–59	2,1	Kalkbänke und Kalkmergel; bituminöse, tonige Kalkschiefer. Posidonienbrut (Taf. 75, Fig. 47); Fische; Koprolithen; Pm_5.

IIf) OM 135—OM 351, 42 m, (Kalkmergel, Mergel, Kalkschiefer, vulkanischer Tuff, Oolithe, Calcitnadeln).

OM	m	
351–350	1,0	Massige Kalkbank.
	4,0	Kalkbänke und dünne Mergellagen.
	2,0	Kalkbänke.
	3,0	Tonige Kalkbänke und Mergellagen.
349–341	1,5	Kalkmergelbänke und Mergellagen.
340–337	0,7	Toniger Kalk und Kalkschiefer.
336–328	1,6	Kalkmergelbänke, in der Mitte vermergelt; schiefrige Mergellagen.
327–320	1,1	Tonige Kalkbänke, z. T. vermergelt; schiefrige Lagen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
319–316	0,8	Kalkmergelbänke und Mergellagen; bituminöse Kalkschiefer.
315–311	0,6	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
310	0,2	Grauschwarze, bituminöse Kalkschiefer; Ostrakoden; Pm_5.
309–307	0,6	Kalkmergelbänke und Mergel (Kristalltuff?).
306	0,3	Grauschwarze, bituminöse Kalkschiefer; Oolithe. Foraminiferen: Nodosaride (Taf. 74, Fig. 35); $Pm6_3$ (Taf. 76, Fig. 8); $Pm6_2$ (Taf. 76, Fig. 7).
305–294	1,6	Tonige Kalkbänke; Kalkmergel; Mergel und schiefrige Zwischenlagen.
293	0,1	Tonige Kalkschiefer. Ostrakoden.
292–281	1,7	Tonige Kalkbänke; Kalkmergel und Mergel; bituminöse schiefrige Zwischenlagen.
280	0,2	Tonige Kalkschiefer; Pyritknollen; feine Rippeln. Pm_5.
279–268	1,2	Tonige Kalk- und Kalkmergelbänke; Mergel; schiefrige Zwischenlagen; Oolithe. Ostrakoden; Foraminiferen: Textulariden; Pm_5.
267–257	1,0	Mergel und Kalkmergel, bituminöse, schiefrige Zwischenlagen. Ostrakoden (Taf. 75, Fig. 38); pflanzliche Reste.
256–253	0,3	Toniger Kalk und Kalkschiefer.
252, 251	0,9	Wenig bituminöser, gelbgrauer Kalk und Kalkschiefer; bituminöse Schmitzen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.; organische Reste.
250	0,2	Mergel mit kalkigen Knollen; bituminöse Tonschmitzen.
249–222	3,3	Toniger Kalk; Kalkmergelbänke; bituminöser Mergel und bituminöse Mergelschiefer. Ostrakoden (Taf. 75, Fig. 39); Foraminiferen: *Dentalina* sp.
221–207	1,7	Tonige Kalkbänke und bituminöse Kalkschiefer; bituminöse tonige Zwischenlagen.
206–204	0,6	Schwarzgraue, bituminöse Kalkschiefer; Oolithe. Ostrakoden; Koprolithen; pflanzliche Reste; Pm_6; Pm_5.
203–198	0,9	Tonige Kalkbänke mit mergeligen Zwischenlagen.
197	0,1	Bituminöse Kalkmergelschiefer. Ostrakoden; Pm_5.
196–191	0,9	Grobe, tonige Kalkbänke.
190	0,5	Kalkmergel.
189–181	1,8	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer, z. T. verkieselt. Ostrakoden.
180–178	0,7	Schiefrige, bituminöse Kalkmergel.
177–166	1,5	Tonige Kalkbänke und feine Kalkschiefer mit bituminösen Tonhäuten. Ostrakoden.
165–159	0,8	Tonige Kalkbänke, in der Mitte vermergelt. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
158–156	1,2	Tonige Kalkbänke.
155–154	2,1	Kalkmergel- und Kalkbänke; grobschiefrige Kalkmergel mit bituminösen Tonschmitzen; Oolithe; Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.; Pm_6.

Profil III: Sostra-Cereda.

IIIa) SC 117—SC 1, 30 m, (Kalkmergel, bituminöse Kalkschiefer, Oolithe).

SC	m	
1	1,1	Tonige Kalkbänke.
2	1,0	Mergellagen.
3–9	1,4	Mergel; Kalkmergel- und Kalkbänke. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
10–20	1,8	Teilweise vermergelte Kalkbänke, getrennt durch Lagen bituminöser Kalkschiefer; Tonschmitzen.

SC	m	
21	0,2	Mergel, unten kalkige Linsen.
22–27	1,5	Bituminöse Kalkmergel und bituminöse Kalkmergelschiefer. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp., Textularide (Taf. 74, Fig. 17).
28–33	1,1	Tonige Kalke, z. T. vermergelt; bituminöse Kalkschiefer.
34–37	0,7	Toniger Kalk und Kalkschiefer.
38–40	0,4	Kalkmergel und Mergel; bituminöse Tonschmitzen.
41–47	1,3	Kalkmergelbänke, in der Mitte vermergelt mit bituminösen Tonschmitzen; bituminöse Kalkschieferlagen.
48_1–48_2	1,4	Mergellagen.
48–50	1,4	Kalkmergelbänke, z. T. stark vermergelt; bituminöse Tonschmitzen.
51–71	3,2	Blaugraue Kalkmergelbänke, in der Mitte vermergelt; tonige Kalkbänke, getrennt durch dünne, bituminöse Kalkschieferlagen.
72–74	0,5	Gelbgraue Mergel und Kalkmergel.
75–79	1,5	Dunkelgraue, tonige Kalkbänke, getrennt durch dünne Schieferlagen.
80–85	0,8	Grauschwarze, bituminöse Kalkmergel und bituminöse Kalkschiefer; wenig Quarz.
86	0,4	Bituminöse Kalkschiefer (sandig); Oolithe. Koprolithen; *Lingula* sp.; Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp., *Glomospira* sp.; Pm_5; $Pm6_1$ (Taf. 76, Fig. 6); $Pm6_4$ (Taf. 76, Fig. 9).
87–93	1,7	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
94–96	1,3	Tonige Kalkbänke und Kalkmergelschiefer.
97, 98	0,3	Kalkmergelbänke, leicht sandig; Pyrit. Ostrakoden.
99–105	2,0	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
106, 107	0,2	Kalkmergelbänke.
108–110	1,3	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
111	0,3	Kalkmergel.
112	0,5	Toniger Kalk und Kalkschiefer.
113	0,3	Mergel mit körnigen Kalklinsen. Fische; Muschelbrut (Taf. 75, Fig. 48).
114, 115	0,3	Tonige Kalkbänke.
116, 117	0,5	Mergellagen; tonige Kalkbänke. Mergellagen im Liegenden.

IIIb) SCS 1–SCS 101, 50 m, (2. Bach Sostra-Cereda), (Toniger Kalk, Kalkschiefer).

SCS	m	
101	6,4	Grobschiefrige, tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
100	0,7	Grobschiefrige Kalkmergel.
100, 99	2,3	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
98–94	2,2	Tonige Kalkbänke; Kalkmergel; Kalkschiefer.
93–90	0,8	Kalkschiefer und tonige Kalkbänke.
89, 88	0,2	Bituminöse, tonige Kalkschiefer und toniger Kalk.
87–84	0,9	Kalkmergel; Mergel; tonige Kalkschiefer.
83, 82	0,4	Grobschiefriger, toniger Kalk.
81	0,2	Mergel.
81, 80_4	0,7	Tonige Kalkbänke.
80_3	0,1	Mergel.
80_2	0,3	Tonige Kalkbänke.
80_1	0,1	Bituminöse, tonige Kalkschiefer.
79_2	0,2	Tonige Kalkbank.
79_1	0,1	Mergel.
79, 78	0,8	Toniger Kalk und Kalkschiefer.
77	0,1	Bituminöse Kalkmergelschiefer. Ostrakoden.
76–73	0,5	Toniger Kalk und Kalkschiefer.
72–69	0,5	Schiefrige Kalkmergel.
68	0,2	Mergel.
67–63	0,9	Schiefrige Kalkmergel.
62–61	1,2	Mergel und Mergelschiefer, leicht sandig.
60, 59	1,8	Tonige Kalkbänke; bituminöse Tonschmitzen.
58, 57	1,0	Bankiger Kalkmergel; tonige Kalkbänke; Mergel; Limonit. Ostrakoden.
56–53	4,4	Graue, tonige Kalkbänke.
52–39	3,0	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.

SCS	m	
38–35	1,4	Grobschiefrige, tonige Kalkbänke.
34–28	3,3	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
27–21	3,4	Grobschiefrige und knollige, tonige Kalkbänke.
20–17	0,7	Tonige Kalkbänke.
16	1,3	Kalkschiefer und tonige Kalke.
15–13	6,4	Tonige Kalkbänke, feinkörnig, splittrig.
13–1	5,0	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer; bituminöse Tonschmitzen. Foraminiferen: *Dentalina* sp., *Glomospira* sp.

III e) SC 163—SC 201, 18 m, (1. Bach Sostra-Cereda), (Toniger Kalk, Kalkschiefer).

SC	m	
201	1,0	Graue, tonige Kalkbänke.
	0,2	Kalkmergel.
200–197	2,2	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer; bituminöse Tonschmitzen.
196	0,1	Kalkmergel.
195–189	1,8	Tonige Kalkbänke; wenig Schieferlagen.
188	0,7	Kalkmergel.
187–183	2,1	Tonige, lagige Kalke und Kalkschiefer mit bituminösen Tonlagen. Ostrakoden; Pm_8.
182	0,2	Schiefrige Kalkmergel.
181–177	1,6	Tonige Kalkbänke.
176, 175	0,5	Schiefrige Kalkmergel; bituminöse Tonschmitzen. Ostrakoden.
174	2,9	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer.
173, 170	2,0	Kalkmergel mit Kalkknollenlagen.
169–167	0,4	Toniger Kalk und Kalkschiefer.
166, 165	0,6	Schiefrige Kalkmergel.
164, 163	2,6	Tonige Kalkbänke.

III d_1) SC 200—SC 272, 31 m, (Kalkmergel, Konglomeratbänke, Mergel, Lagen von vulkanischem Tuff, Calcitpseudomorphosen nach Baryt).

SC	m	
272	3,5	Massige Kalkbank, unten feinkörnig, bankig; dann feinbrecciös-konglomeratisch; dann mergelig und oben feinkörnig, bankig. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
271	1,5	Tonige Kalkbänke und Kalkschieferlagen.
270	1,1	Braungelbe, grobschiefrige Kalkmergel; bituminöse Schmitzen. Pflanzenrest.
269	1,2	Verkieselte, tonige Kalkschiefer; Kalkmergel und bituminöse Tonlagen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.; Pm_8.
268	0,9	Mergel mit Kalkmergelfladen; Mergelkalk; toniger Kalk.
268_2	0,3	Mergeliger Kristalltuff: Feldspat, Quarz, Zirkon, Apatit.
268_1–266	0,7	Mergel mit bituminösen Kalkmergellagen; toniger Kalk.
265–261	1,9	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer, z. T. verkieselt; Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Pflanzenrest.
260–252	2,1	Kalkmergel mit tonigen Kalklinsen oder -knollen; Mergel; tonige Kalkbänke und Kalkschiefer; bituminöse, tonige Lagen; verkieselte Calcitpseudomorphosen nach Baryt (Taf. 76, Fig. 46); schalige Kieselkonkretionen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp., *Glomospira* sp., *Trochammina* sp. (Taf. 74, Fig. 25); pflanzliche Reste; Pm_8, Pm_4.
251–238	2,8	Tonige Kalkschiefer und Kalkbänke; verkieselte Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Ostrakoden; Pm_5.
237	3,6	Tonige, knollig-grobschiefrige Kalkbank; an der Basis konglomeratisch; kohlige Linse; nach oben Zunahme des Kalkgehaltes und Feinerwerden des Konglomerates; Drucksuturen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp., *Trochammina* sp.; pflanzliche Reste.
236	0,2	Toniger Kalk; bituminöse Tonschmitzen.
235, 234	0,5	Kalkknollen mit mergeliger Zwischenmasse.
233–226	1,6	Kalkschiefer, z. T. verkieselt und toniger, grobschiefriger Kalk; konzentrisches Fortschreiten der Verkieselung (Waben); Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
225–221	3,2	Mergel mit knolligen Kalklinsen; wulstige Kalkbänke; bituminöse Tonschmitzen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.

SC	m	
220–214	3,3	Kalkschiefer; bituminöse Tonhäute; tonige Kalkbänke; Pm_5.
213–202	4,5	Toniger Kalk und Kalkschiefer; grobschiefrige Kalkmergel; bituminöse Tonlagen; Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Ostrakoden; Pm_5. Schlammwülste, Rieselmarken.

IIId_2) SC 273—SC 349, 50 m, (Kalkschiefer, Kalkmergel, Lagen von vulkanischem Tuff, Oolithe, Calcitpseudomorphosen nach Baryt).

SC	m	
349	14,0	Graue, tonige Kalkbänke und Kalkschiefer; mergelige und sandige Lagen; Calcitpseudomorphosen nach Baryt; schalige, kugelige Quarzkonkretionen. Foraminiferen: Ammodisken; pflanzliche Reste.
348	2,0	Toniger Kalk und Kalkschiefer; Calcitpseudomorphosen nach Baryt.
347–345	0,6	Toniger Kalk; Kalkschiefer; Mergel; Tonlagen; Quarz.
344	0,8	Blaugraue, tonige, feinkörnige Kalkbänke.
343	0,3	Gelbgraue, grobschiefrige, etwas sandige Kalkmergel; Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Ostrakoden; Foraminiferentrümmer: *Dentalina* sp.
342	2,0	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer; verkieselte Calcitpseudomorphosen nach Baryt; Oolithe. Ostrakoden; Foraminiferen (Pyritkerne); Pm_6; pflanzliche Reste.
341–340	0,7	Mergel; toniger Kalk; Kalkschiefer; Calcitpseudomorphosen nach Baryt; Calcitschlieren; Pyrit, bituminöse Fetzen. Ostrakoden; höchste *Nodosarina*: (*Dentalina* sp.).
339–337	1,7	Blaugraue, tonige Kalke und Kalkschiefer; verkieselte Calcitpseudomorphosen nach Baryt; Quarz. Ostrakoden; pflanzliche Reste.
336	0,1	Kristalltufflage und tonige Kalkschiefer; Calcitpseudomorphosen nach Baryt; Kiesellagen.
335–334	0,8	Tonige Kalke und Kalkschiefer; bituminöse Tonlagen; Calcitpseudomorphosen nach Baryt.
333–323	5,0	Tonige Kalke; Kalkschiefer; Kalkmergel; Mergel und Tonlagen; brecciöse Kalkmergellinsen in Mergel. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp.
322–318	2,3	Blaugraue, tonige Kalke und Kalkschiefer.
317	0,4	Tonige Kalkschiefer; verkieselte Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Pflanzliche Reste.
316–314	1,4	Schiefrige, tonige Kalke.
313	0,2	Bituminöse Kalkschiefer, verkieselte Kugeln. Ostrakoden; Foraminiferen; pflanzliche Reste; Pm_5.
312, 311	1,4	Kalkmergelbänke, bituminöse Tonschmitzen.
310	0,5	Toniger, konglomeratisch bis brecciöser Kalk; bituminöse Tonschmitzen. Ostrakoden; Foraminiferen: *Dentalina* sp., *Glomospira* sp.
309–306	3,0	Tonige Kalkschiefer und schiefrige Kalke, bituminöse Schmitzen.
305–298	1,7	Tonige Kalkbänke und Kalkschiefer; Tonlagen.
297	0,4	Mergelige Tufflage: Feldspat, Quarz, Zirkon, Apatit; darunter verkieselte, tonige Kalkschiefer; Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Foraminiferen: *Dentalina* sp.
296, 295	1,9	Toniger Kalk; Kalkmergel und Kalkschiefer, z. T. etwas aufgearbeitet; bituminöse Tonschmitzen. Ostrakoden.
294	2,0	Tonige Kalkschiefer mit bituminösen Tonlagen; feinkörniger Kalk und Kalkmergel; Calcitpseudomorphosen nach Baryt; feine Rippeln und Rieselmarken.
293–283	2,8	Blaugraue, feinkörnige, tonige Kalkbänke und gelbgraue, schiefrige Kalkmergel mit bituminösen Tonschmitzen.
282–278	4,1	Blaugraue, tonige, dünnbankige Kalke; Kalkmergel und bituminöse, tonige Lagen. Ostrakoden.
277	0,1	Mergeliger Kristalltuff mit Kalklinsen (Feldspat, Quarz, Zirkon).
276–273	0,3	Toniger Kalk und Kalkschiefer; blaugraue, sandige Mergel. Foraminiferen: *Dentalina* sp.

Profil IV: Steinbruch, Stallone (Murgala).

IV (Kalkmergelschiefer, Barytkonkretionen).

m	
4,5	Graublaue, tonige, dünnbankige Kalke; Kalkschiefer; Kalkmergelschiefer und Mergel; Barytaggregate, feine Einzelkristalle von Baryt. Estherien; Koprolithen; Pyritsteinkerne von Ophthalmididen (Taf. 74, Fig. 20); P_4 (Taf. 76, Fig. 19).

Profil V: Val Mara.

Va) VM 65—VM 58_7, 33 m, (Mergel, sandige Kalkmergelschiefer, Lagen von vulkanischem Tuff, Barytkonkretionen).

VM	m	
58_7	1,4	Blaugrauer Kalkmergel und Mergelschiefer; Tonschmitzen.
58_8–59	3,6	Toniger Kalk; Kalkschiefer; Kalkmergel- und Mergelschiefer; Mergel; Baryt: Lagen, Linsen, Einzelkristalle; Pyrit; bituminöse Tonschmitzen. Ostrakoden; Koprolithen; P_8 (Taf. 76, Fig. 26), P_{15} (Taf. 76, Fig. 39), P_{14_3} (Taf. 76, Fig. 33), P_{14_1} (Taf. 76, Fig. 34), (Schlammwülste, Gefliessmarken).
60	2,1	Kalkmergel- und Mergelschiefer; Mergel; Lagen mit hantelförmigen Barytaggregaten; wenige mm mächtige, harte, sandige Lagen (Tuff?). Fische; Estherien; Landpflanzenreste; Pflanzen; Pm_5.
61	4,2	Dunkelgraue Mergellagen, getrennt durch dünne, tonige Kalkbänkchen mit bituminösen Tonschmitzen.
62	2,8	Tonige Kalkbänke; Mergelkalkschiefer und Mergel.
$63_{3.1}$	1,4	Tonige Kalkbänke und Mergellagen; harte, sandige Lage (Tuff?). Fische.
63_2	1,8	Mergel, unten kalkreiche Knollen mit sandiger Zwischenmasse; Pyrit. Pflanzliche Reste.
$63_{4.5}$	3,0	Tonige Kalkbänke; Mergellagen. Fische; Estherien (Taf. 75, Fig. 54, 55).
63_6	1,0	Mergel, massig.
64_1	1,2	Kalkige Mergellagen, getrennt durch dünne Kalkbänkchen; wenig Baryt; Pyrit. Fische; Estherien.
64_2–65_8	1,8	Toniger Kalk; Kalkmergel und Mergel; Kalkmergel z. T. sandig (tuffitisch?); wenig Baryt; Pyrit; Quarz, Feldspat. Fische; Koprolithen; Estherien; Ostrakoden; organische Reste; P_{11} (Taf. 76, Fig. 24), P_{14_6} (Taf. 76, Fig. 36), P_{14_7} (Taf. 76, Fig. 43) (Schlammwülste, Wühlgänge).
$65_{7,9}$	2,5	Feinschiefrige Mergel; einzelne knollige Kalkmergellagen, aufgearbeitet. Fische; Ostrakoden.
$65_{10.11.12}$	4,2	Grobe, wulstige, tonige Kalkschiefer; einzelne sandige Lagen; Mergellagen; hantelförmige Barytaggregate (Taf. 76, Fig. 47). Fische; Koprolithen; P_{14_4} (Taf. 76, Fig. 38) (Schlammwülste).
65_{13}	2,6	Kalkschiefer; Kalkmergel; einzelne Mergellagen; sandige Lagen. Ostrakoden; Ophthalmididen (Taf. 74, Fig. 21); Schlammwülste.

Vb) VM 58_6—VM 48, 38 m, Kalkschieferzone (A. Senn); (Bituminöse Kalkschiefer, Lagen von vulkanischem Tuff, Oolithe, Barytkonkretionen).

VM	m	
48_1	1,4	Graue, tonige Kalkschiefer. Pflanzen.
$48_{2.3}$	2,3	Grauschwarze, bituminöse Kalkschiefer, z. T. körnig; Verkieselungen; Baryt. Rieselmarken. Fische; Landpflanzenreste. Pm_6 (Oolithe); P_9 (Taf. 76, Fig. 22).
49	3,3	Tonige Kalkschiefer und schiefrige Kalkmergel.
50	4,7	Kalkmergelbänke; Mergel; tonige Kalkschiefer.
51	1,1	Grauschwarze, körnige, bituminöse Kalkschiefer; Baryt; Verkieselungen. Fische; Koprolithen; Landpflanzenreste; Pm_6 (Oolithe).
52	2,0	Dunkelgraue, leicht bituminöse Kalkmergelschiefer.
53	0,5	Graue Mergel, linsige Absonderung.
54	2,1	Dunkelgraue, tonige Kalkschiefer und Mergel, z. T. bituminös; Tonschmitzen; Pyrit; Baryt (Einzelkristalle und hantelförmige Aggregate). Estherien; eingeschwemmte Landpflanzenreste.
55–56_4	3,0	Graue, körnige Kalkmergelbänke, aufgearbeitet; Baryt; Pyrit; verkieselte Lagen; Kieselkonkretionen. Tonige Kalkschiefer und Mergel, bituminöse Tonschmitzen.
56_5	0,1	Kristalltuff: Feldspat, Quarz, Zirkon, Apatit, Glimmer.
56_2–56_6	3,5	Bituminöse, tonige Kalkschiefer; tonige Kalke und Kalkmergel; Barytkristalle. Ostrakoden; eingeschwemmte Landpflanzenreste (Textfigur 4).

VM	m	
56_7	1,7	Dunkelgraue Kalkmergelschiefer und Mergel; bituminöse Tonschmitzen.
56_8	2,3	Bituminöse, körnige Kalkschiefer; toniger Kalk und Mergel; Pyrit; Baryt; verkieselte Lagen. Landpflanzenreste; Pm_6 (Oolithe).
56	5,0	Tonige Kalkschiefer; Kalkmergelschiefer; Mergel.
57	0,5	Toniger Kalk; Biotit.
58_{1-3}	2,7	Bituminöse, tonige Kalkschiefer; Kiesellagen; Oolithe (Pm_6); körniger Mergelkalk, aufgearbeitet; Barytkristalle (Taf. 76, Fig. 42); sandige Einlagerungen: Feldspat, Quarz. Ostrakoden; organische Reste; Pm_5 (Taf. 76, Fig. 3).
58_4	0,1	Kristalltuff, tonig; Feldspat, Zirkon, Biotit.
$58_{5,6}$	1,4	Bituminöse, körnige Kalkschiefer; Kalkmergel; Mergel; Baryt; Quarz. Pm_6 (Oolithe).

Hangendes: verstürzt, Schutt; verlassene Gipsgrube (Laghetto) beim unteren Molino, S Meride.

Vc) VM 47—VM 1, 48 m, (Mergelschiefer, Gipskonkretionen, Barytkonkretionen).

VM	m	
1	2,0	Blaugraue Mergel, massig, splittrige Absonderung; kleine Calcitrhomboeder; sehr wenig Quarz.
2	0,7	Gelbgrauer, poröser Kalkmergel; wenig Quarz. Pflanzliche Reste.
3	1,2	Schiefrige Mergel, etwas sandig.
4, 5	1,1	Dunkelgraue Mergel und Mergelschiefer; Quarz; Pyrit. Pflanzliche Reste.
6, 7	1,5	Graue Kalkmergel, schiefrig, z. T. porös; Quarz; bituminöse Tonschmitzen.
8	1,0	Graue Mergel mit kalkreichen Fladen.
9–12	2,0	Graue, schiefrige Mergel und Kalkmergel, z. T. schwach bituminös; Pyrit.
13	2,0	Graue Kalkmergel- und Kalkschiefer; bituminöse Lagen.
14	2,0	Graue, bankige Mergelkalke und tonige Kalke, z. T. porös; Quarz; Fluorit; Baryt; Pyrit. Pflanzliche Reste.
15–18	1,0	Hellgraue, schiefrige Mergel und Mergelkalke; Tonschmitzen. Plattgedrückter Gastropode (Pyramidellide).
19	0,7	Hellgraue Mergel mit auskeilenden, kalkreichen Lagen; Gips in Klüften. Pflanzliche Reste.
20	0,8	Hellgraue, weiche Mergel, die in schaliger Absonderung kalkreiche Linsen umschliessen; Pyrit. Pflanzliche Reste.
21–24	3,2	Mergel-, Kalkmergel- und tonige Kalkschiefer; Pyrit; sehr wenig Quarz; bituminöse Tonschmitzen. *Moerkeia pasinii* Stopp.; Fische.
25	1,0	Kalkmergelschiefer; tonige, poröse Kalkbank mit Kiesellagen; z. T. aufgearbeitete Schichtung; Pyrit.
26–32	3,4	Hellgraue, schiefrige Mergel mit kalkreicheren Lagen und Linsen; einzelne tonige Kalkschieferlagen. Fische.
33, 34	1,1	Blaugraue, tonige Kalkschiefer; Mergel; körnige Linsen und Lagen; Pyrit.
35	10,7	Graue, gelbe, schiefrige Kalkmergel und Mergel; poröser toniger Kalk; tonige Kalkschiefer; bituminöse Tonschmitzen und -häute; Quarz; Kieselkonkretionen. Organische Reste (Pflanzen).
36	3,0	Graue, tonige Kalk- und Kalkmergelschiefer; Pyritknollen; Barytsekretionen auf Klüften.
37	0,3	Dunkelgrauer, toniger Kalk und Mergelkalk; bituminöse Tonschmitzen und Verkieselungen.
38	3,0	Graue, tonige Kalkschiefer und Mergellagen.
39	0,3	Graue Mergel und Kalkmergel; Tonschmitzen.
40	0,5	Graue, tonige Kalkschiefer.
41	0,5	Schiefrige Mergel; wenig Quarz.
42	0,8	Gelbgraue, poröse, tonige Kalkschiefer; Pyrit; Quarz.
43	0,5	Graue Mergel und Kalkmergel.
44	1,1	Graue, tonige Kalkschiefer.
45	0,9	Hellgraue Mergel und Mergelschiefer.
46	0,7	Kalkmergel- und Mergelschiefer.
47_1	1,0	Hellgraue, tonige Kalk- und Mergelschiefer; Pyrit.
47_2	2,0	Hellgraue Mergel und Mergelschiefer; Quarz.
47_3	2,0	Hellgraue, tonige Kalk- und Mergelschiefer.

3. Beschreibung der Gesteine.

Profil I: Val Porina.

Ia) VP I—VP 18, 2 m, (Oberer Teil des Grenzbitumenhorizontes).

Es lag nicht im Bereich meiner Aufgabe, die Grenzbitumenzone, die A. Frauenfelder (1916) als Grenze zwischen Anisikum und Ladinikum im Monte San Giorgio-Gebiet ausgeschieden hat, nach Gesteinsbeschaffenheit und Fossilinhalt zu untersuchen. Frauenfelder hat dies bereits ausgiebig getan und vor allem die Wirbellosenfauna ausgebeutet, bestimmt und die Angaben älterer Autoren revidiert, während die gesamte Fauna im Zoologischen Museum der Universität Zürich unter der Leitung von Prof. Dr. B. Peyer bearbeitet wird. Die Pflanzenfunde, denen während der Grabungen des Museums stets besondere Aufmerksamkeit gewidmet wurde, harren noch der Bestimmung durch den Spezialisten. Die Bitumenmergel hat G. Hradil (1932, 1938) eingehend untersucht.

Was bisher jedoch fehlte, waren mikropalaeontologische Untersuchungen. Da das ganze Ladinikum in dieser Richtung bearbeitet wurde, konnte, ohne der notwendigen Spezialuntersuchung vorzugreifen, auch der Grenzbitumenhorizont wenigstens summarisch mit einbezogen werden.

Der Grenzbitumenhorizont besteht aus einem Wechsel von plattigem, tonigem, mehr oder weniger bituminösem Dolomit, bituminösem Dolomitmergel, Bitumenmergel und aschgrauem Ton.

Der Dolomit ist mikrokristallin und von verzahntem Gefüge; er scheint eine primäre Bildung zu sein. Neben Ton ist Pyrit fein verteilt. Nicht selten sind kohlige Pflanzenreste. Ist der Dolomit schwach bituminös, so äussert sich das im Dünnschliff in einer gelbbraunen Verfärbung des Gesteins, während bei grösserem Bitumengehalt, besonders in Dolomitmergeln, das Bitumen als Zwischenmasse das Gestein durchsetzt. Oft besteht dann die Tendenz zu idiomorpher Kristallbildung. In mergeligen, körneligen, trüben Anhäufungen erkennt man idiomorphe Neubildungen von offenbar diagenetischem Charakter.

In den Bitumenmergeln sind nicht selten Lagen und Linsen von Hornstein. Sie sind erfüllt von Radiolarien, Spongiennadeln und von [1])bläschenartigen, problematischen Gebilden (Taf. 76, Fig. 12).

Die verschiedenen Tonlagen wurden ohne Erfolg geschlämmt.

Während in den Dolomitbänken keine sandigen Komponenten beobachtet wurden, sind in den Bitumenmergeln oft kleine Feldspäte und Quarzkörner eingestreut.

Der grosse Reichtum des Grenzbitumenhorizontes an fossilen Fischen und Sauriern zeugt von üppiger nektonischer Lebewelt. Nicht minder zahlreich sind Reste von Lamellibranchiern, Cephalopoden, Spongien und Radiolarien.

Nach Frauenfelder (1916, S. 265 usw.) beschränken sich die Wirbeltierreste auf die Bitumenlagen, während die Mollusken ausschliesslich in den Dolomitbänken vorkommen sollen. Vor allem ist eine Bank, die Daonellenbank, reich an Muscheln. A. Senn (1924, S. 559) hat in seinem Grenzbitumenprofil an der Strasse M. Casolo-Passo della Barra drei Daonellenbänke ausgeschieden und schliesst sich der Ansicht Frauenfelder's über die Verteilung der Fossilien an. Auch L. U. de Sitter (1939) übernimmt diese Feststellung.

[1]) Prof. Dr. E. Schmid erkannte in den gut erhaltenen Exemplaren dieser Bildungen Coniferenpollen.

Die Grabungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich haben in dieser Hinsicht ergeben, dass auch in den Dolomitbänken reichlich Wirbeltierreste vorkommen, und dass bei näherem Zusehen auch in den Bitumenlagen Reste von Wirbellosen gar nicht selten sind (siehe B. Peyer 1931a, S. 4).

Bei meinen Profilaufnahmen, sowohl im oberen Teil der Grenzbitumenzone in der Val Porina als auch bei den Untersuchungen der Schürfstelle ob Albio in diesem Horizont, fand ich keine Wirbellosen in den Bitumenlagen, während, neben vielen Hohlformen von Ammoniten, Daonellen in grosser Zahl einzelne Dolomitbänke erfüllen.

B. Peyer beobachtete auch im Bitumen selber schlecht erhaltene Ceratitenabdrücke ohne eine Spur von Schalensubstanz. Er hält es für möglich, dass im Bitumen ursprünglich Daonellen vorhanden waren, die zufolge ihres flacheren Reliefs bei der Auflösung der Schalensubstanz spurlos verloren gingen. Die Vertebratenreste sind nicht, wie die älteren Untersucher glaubten, auf die Bitumenlagen beschränkt, sondern sie finden sich auch in den damit wechsellagernden Dolomitbänken.

Nach Frauenfelder und Senn kann man drei Daonellenbänke unterscheiden. Nach den Angaben des letzteren sind jeweils andere Arten am Aufbau dieser Bänke beteiligt. (Untere Fossilbank = Frauenfelder's Daonellenbank: *Daonella vaceki* Kittl, *Daonella bökhi* Mojs., *Daonella caudata* Frauenfelder; mittlere Fossilbank: *Daonella sturi* Ben., *Daonella* cf. *moussoni* Mer.; obere Fossilbank: *Daonella esinensis* Sal.) Diese Beobachtung lässt den Gedanken aufkommen, im Grenzbitumenhorizont drei zeitlich getrennte Daonellenvorkommen zu unterscheiden. Aus einem benachbarten Meeresteil, wo sich die Daonellen reich entfalten konnten, sind dreimal die jeweiligen Daonellenarten in Zusammenhang mit tektonisch bedingten Veränderungen der Meeresverbindungen in den Sedimentationsraum des Grenzbitumens gelangt. In dem Faulschlamm, aus dem die Bitumina entstanden sind, dürfte ein benthonisches Leben nicht möglich gewesen sein. Für die mit den Bitumina wechsellagernden Dolomite erhebt sich die Frage, ob es sich bei den überaus zahlreichen, in ihnen enthaltenen Resten von Wirbellosen um eingeschwemmte Schalen handelt oder aber um Überreste von Tieren, die an Ort und Stelle gelebt haben. Zur Abklärung dieser Fragen sind weitere, eingehende Untersuchungen notwendig.

Ib) VP 19—VP 83, 47 m.

Die nun folgende Serie umfasst einen reichen Wechsel von dünnbankigen, tonigen Dolomiten, Dolomitmergelschiefern, Breccien, Hornstein- und wenig Tufflagen. Neben unbestimmbaren Organismentrümmern in [1])Breccienlagen sind einzelne Schichten reich an Fischresten, Daonellen und Landpflanzenresten. In den zoogenen Breccien konnte ein Gastropode und ein Encrinitenstielglied identifiziert werden. Durchgehend und zum Teil häufig sind Spongiennadeln, Radiolarien und Bactryllien. Im Hornstein konnten auch Foraminiferenreste festgestellt werden.

1. Die dunkelgrauen Dolomite sind meist dünnbankig. Wechselnder Ton- und Bitumengehalt erzeugt nach dem Hangenden und Liegenden in den Bänken Feinschichtung, die auch in den zwischen-

[1]) Nachträglich wurden von Prof. Peyer die von A. Frauenfelder (1916, S. 278) E P. 911 oberhalb Cava Tre Fontane beschriebenen Fossilvorkommen im Gelände festgestellt. Die Beschaffenheit der in Frage kommenden fossilführenden Dolomitbänke lässt eine vollkommene Übereinstimmung mit den zoogenen Breccienlagen im Profil der Val Porina erkennen. Im Gegensatz zum Vorkommen E P. 911 sind die organischen Reste im Profil der Val Porina fast vollkommen zertrümmert. Neben weniger gut erhaltenen organischen Resten ergaben die Aufsammlungen von Prof. Peyer eine *Spiriferina* und ein Encrinitenstielglied, das mit dem in der Val Porina gesammelten Stück vollkommen übereinstimmt.

liegenden Dolomitmergeln erhalten ist. Der Dolomit ist meist mikrokristallin; die unregelmässig begrenzten Körner sind verzahnt. Bei grösserem Ton- oder Bitumengehalt kommt es zur Bildung idiomorpher Kristalle. Fast tonfreie Bänke bestehen aus einem sehr feinkörnigen bis dichten Gefüge und sprechen eindeutig für primäre, rein chemische Entstehung des Dolomites.

2. Durch vermehrte Tonzufuhr wurden die Dolomitmergel gebildet; hie und da treten auch sandige Komponenten auf.

3. Häufig sind Bänke einer feinen konglomeratischen Breccie. Neben wenig gerundeten Dolomitkomponenten besteht sie aus dolomitisierten oder verkieselten Organismentrümmern und einer tonigen oder grobkörnigen Zwischenmasse. Während die dolomitisierten Trümmer frisch sind, d. h. im Gestein mineralisiert wurden, sind die verkieselten Reste in diesem Zustand eingeschwemmt worden. Der Dolomit und damit die Entstehung der Breccienbank ist jünger als die Verkieselung. Es ist denkbar, dass es sich bei diesen verkieselten Organismentrümmern um besonders widerstandsfähige Komponenten einer Strandbildung handelt, die durch Strömungen in landfernere Meeresgegenden gebracht wurden. An Ort und Stelle können sie nicht entstanden sein; die Feinschichtung und auch mit den Breccien wechsellagernde Bänke von Daonellen mit vollständig erhaltenen Klappen sprechen für ruhiges Wasser. Lagenweise treten stark gerollte, kugelige Hornsteine von wenigen Millimetern Durchmesser auf. Es handelt sich nicht um sphärolithische Bildungen, sondern um einen feinkörnigen Hornstein mit organischen Resten (Muscheln, Foraminiferen). Auch in diesem Falle scheint es sich um eingeschwemmte Strandgerölle zu handeln; nur waren sie bis zur vollkommenen Rundung länger der Brandung ausgesetzt als die oben erwähnten Schalentrümmer. Neben diesen konglomeratischen Bildungen gibt es auch einige ausgesprochene Breccien. Sedimentärer Entstehung sind sie wohl kaum; denn die Komponenten sind nicht ortsfremd, und man kann von ungestörter Lagerung bis zur vollkommenen Breccie alle Übergänge beobachten. Besonders schön zeigen das die Hornsteinlagen. Tektonische Kräfte können auch nicht am Werke gewesen sein; denn da wären in erster Linie die weichen, mergeligen Partien in Mitleidenschaft gezogen worden; diese sind jedoch vollkommen eben und feingeschichtet. Auch Breccienbildung infolge von chemischen Umsetzungen scheint ausgeschlossen zu sein, denn solche Umsetzungen hätten sich nicht auf oft wenige Zentimeter mächtige Lagen beschränkt. Auch die Wirkung von Wellenschlag müsste sich in grösserer Mächtigkeit zeigen. Am wahrscheinlichsten scheinen mir Rutschungen oder Sackungen kleinen Ausmasses von nur örtlicher Bedeutung. Im Liegenden einer solchen Breccienbank kann man stark verfaltete und gestauchte Dolomitmergel beobachten, wie sie typisch für solche Rutschungen sind. Auch war das Gestein im Moment der Breccienbildung noch nicht vollkommen verfestigt; das bezeugen verbogene, feinschichtige, tonige Komponenten. Für Fälle mit wenig gestörter Lagerung könnte man auch an Spannungen während der Verfestigung denken, besonders in Gesteinen mit Wechsel von Hornstein, Dolomit und Mergel. Die gemachten Beobachtungen weisen auf Primärbreccien.

Zwei wenig mächtige, tonige Kristalltufflagen mit Feldspat, Quarz, Glimmer und Zirkon wurden festgestellt.

Ic) VP 84—VP 91, 19 m.

Nach dem Hangenden werden die dunkelgrauen, dünnplattigen Dolomitbänke mächtiger, und schliesslich folgen einige massige oder brecciöse 1—2 m dicke Bänke. Der Dolomitmergel tritt zurück und nur dünne Mergelschieferlagen trennen die Bänke.

Der Dolomit ist feinkörnig bis dicht und von verzahntem Gefüge. Auch hier sind nirgends Anhaltspunkte für sekundäre Entstehung zu erkennen. Der Tongehalt beschränkt sich in der Hauptsache auf die dünnen Mergelschieferlagen. Auch der Bitumengehalt ist stark zurückgegangen.

Die Breccienlagen sind 1—3 m mächtig, getrennt durch bankige Dolomite. Die kantigen Komponenten sind von verschiedenster Grösse und oft verbogen. Es handelt sich durchwegs um Dolomite, die sich nur durch verschiedenen Ton- oder Bitumengehalt unterscheiden und mit den sie umgebenden Gesteinen übereinstimmen. Auch hier scheint die Entstehung der Breccien infolge Rutschungen das Naheliegendste zu sein. Dafür spricht auch der Umstand, dass das Bindemittel der höchsten Breccien kalkreich ist, während die Komponenten noch reine Dolomite sind. Demnach wäre dolomitisches Sediment unter Breccienbildung in ein Milieu der Kalkfällung gelangt; tatsächlich folgen im Hangenden kalkige Dolomite und schliesslich Kalke.

Radiolarien sind noch allgemein verbreitet. Eine schwach bituminöse, feinschichtige Dolomitmergellage ist übersät von kohligen Pflanzenhäckseln. Darunter befindet sich eine wenige Zentimeter mächtige Kristalltufflage.

Id) VP 92—VP 111, 14 m.

Im Hangenden werden die Dolomite kalkreicher. Es finden sich bis faustgrosse, blaugraue, konkretionäre kalkreiche Knollen in mergeliger Zwischenmasse. Sie wittern leicht heraus.

Trotzdem die Unterscheidung von Dolomit und Calcit im mikroskopischen Bilde im allgemeinen Schwierigkeiten bereitet, gelten im vorliegenden Falle für ihre Trennung folgende Unterschiede: Der Dolomit ist farblos bis leicht gelblich. Die Einzelkristalle sind schwarz oder grau umrandet. Während grössere Calcitkristalle leicht an den Zwillingslamellen erkannt werden, unterscheiden sich die hier vorliegenden kleinen Kristalle vom Dolomit durch glasigeres Aussehen, zartere, aber schärfere Umrandung und ein blaugrünes Schillern.

Calcit erscheint zunächst in kleinen, eingestreuten Rhomboedern. Dann kann man auch kleine Calciteinschlüsse im Dolomit beobachten; kleinere Calcitrhomboeder werden von Dolomit umlagert oder umgekehrt. Schliesslich folgen feinkörnige bis dichte, blaugraue, tonige, plattige Kalke mit schiefrigen, mergeligen Zwischenlagen. Sie enthalten *Protrachyceras archelaus* Lbe., leitend für Wengenerschichten, *Arpadites arpadis* Mojs., kleine unbestimmbare Ammoniten und vor allem *Daonella moussoni* Mer. nebst einigen andern Muschelresten. Unter dem Mikroskop erkennt man Ostrakoden, Prodissoconche, Spongiennadeln, Radiolarien und wenig Foraminiferen. Einzelne Zwischenlagen sind erfüllt von Bactryllien (?). Landpflanzen- und Wirbeltierreste sind häufig.

Das Vorkommen in der Val Porina ist wenig mächtig; Knochentrümmer sowie eine Muschelbreccienlage mit vorwiegend *Daonella moussoni* Mer. deuten auf Landnähe. Auch sind die Daonellen bedeutend kleiner als an der Nordostkante des Monte San Giorgio, bei der Grabungsstelle Val Bozzone, wo die Kalkserie mächtiger entwickelt ist und wo keine Muscheltrümmer vorkommen.

Ie) VP 112—VP 116, (VS — 37, VS — 36), ca. 25 m.

Die nun folgende Serie ist infolge stärkerer Bedeckung durch glaziale Bildungen nicht lückenlos aufgeschlossen. Eine vollständige Abklärung durch ergänzende Beobachtungen an anderen Stellen war nicht möglich. Die Aufschlüsse folgen der Verwerfung, die zur Bildung der Val Porina Anlass gegeben hat.

Der Dolomit nimmt wieder überhand in tonigen, massigen bis grobschiefrigen Bänken. Auch Breccien von der oben beschriebenen Art schalten sich ein. Der Tongehalt nimmt nach oben zu, was

sich in der Bildung von Dolomitmergeln äussert. Die obersten hellen Dolomitbänke sind durchsetzt von Hornsteinlinsen und -lagen als Begleiter des sie überlagernden Tuffes.

Profil II: Valle Serrata.

IIa) VS — 35 — VS 7, 7 m, (Vulkanischer Tuff, „Scherzi"-Lage).

Diese Serie wird durch vulkanische Tuffregen bestimmt, die in beträchtlichem zeitlichem Abstand zu drei verschiedenen Malen einsetzten. Man kann Kristalltuff, Aschentuff und alle Grade der Vermengung von Tuff mit Dolomitmergel erkennen. Durch die vulkanischen Ereignisse wurde zweifellos viel tierisches Leben zerstört. Die rasche Sedimentation führte zu einer Konservierung der organischen Reste in Bitumenbildungen. Über die in dieser Serie besonders charakteristischen Verkieselungen siehe Seite 68.

In frischem Zustand ist der Tuff hellgrau; wenn angewittert, nimmt er grüne, rote und braune Töne an. Der Tuffit ist hellblau und in verwittertem Zustand gelb bis orange und als solcher im Gelände leicht erkennbar. Die bituminösen Mergel- und Kalkmergelschiefer sind reich an Fossilien. Nach oben nimmt Kalk überhand.

IIb) VS 8 — VS 93, 17 m, (Niveau von Acqua del Ghiffo).

Auf die Tuffe folgen bis 1,5 m mächtige, feinschichtige Kalkmergelschieferpakete, getrennt durch blaugraue, kryptokristalline, tonige Kalk- oder Kalkmergelbänkchen. Feine Pyritkörner durchsetzen regelmässig das Gestein. Der Dolomit tritt anfänglich vollständig zurück. Höher setzt er vorerst in Einzelkristallen wieder ein, bildet hierauf kleine Linsen und schliesslich einige Bänkchen, um dann wieder in derselben Art auszuklingen. Drei wenige Zentimeter mächtige Tufflagen, im unmittelbaren Liegenden mit Verkieselungen verknüpft, sind mit ihren gelben Verwitterungsfarben leicht erkennbar. Wo sich Dolomitlinsen befinden, werden sie in erster Linie von der Verkieselung ergriffen.

Dass es zur Dolomitfällung geringerer Meerestiefe und damit grösserer Landnähe bedarf als zur Bildung der Kalkmergelschiefer, geht auch daraus hervor, dass in den dolomitischen Partien Bildungen wie Schlammwülste (Hühnertrappen), Rieselspuren (Taf. 76, Fig. 35, 37), Gefliessmarken und pflanzliche Reste auftreten, die den Kalkmergelschiefern des Niveaus von Acqua del Ghiffo vollkommen fehlen.

Die Feinschichtung der Schiefer kommt durch den Wechsel von bituminösem Ton und kalkigen Lagen zustande. Auf einen Zentimeter fallen etwa 60 solcher Zyklen. Ich glaube nicht, dass dieser Wechsel saisonmässig bedingt ist. Wenn auch die Tonzufuhr zum Beispiel jahreszeitlich schwanken könnte, so trifft das in solch kleinen Intervallen doch nicht für das Bitumen zu. Die Feinschichtung könnte etwa folgendermassen entstehen: Auf einer erhärteten Kalklage gelangen Ton und Bitumen zum Absatz. Die Bitumenbildung veranlasst eine Kalkfällung (siehe E. Philippi, 1907), deren Umfang durch den Sättigungsgrad des Meerwassers an Kalk bedingt ist. Diese Lage erhärtet rasch und ist deshalb ton- und bitumenarm. Es dauert nun eine Weile, bis im Chemismus des Wassers wieder die ursprünglichen Verhältnisse herrschen, indessen wird ständig Ton und Bitumen auf der erhärteten Kalklage abgesetzt und dann wiederholt sich der Vorgang.

Diese Bitumenhäutchen veranlassen auch die Dolomitfällung. Sie sind oft erfüllt von kleinen Rhomboedern, die sich häufen können und schliesslich die oben erwähnten Linsen bilden. Die Dolomitbildung findet vor der Kalkfällung statt.

Für die Entstehung der Kalk- und Kalkmergelbänkchen können wohl kaum primäre Schwankungen im Kalkgehalt des Wassers herbeigezogen werden. Vielmehr mögen hier langsame Schwankungen in der Intensität der Ton- und Bitumensedimentation ihre Auswirkung haben. Vor allem scheint das Zurücktreten von Bitumen die Zahl der Kalkfällungen zu vermindern, und damit die Mächtigkeit der Bänkchen zu steigern. Diese würden erst gebildet, wenn die Konzentration einen bedeutend höheren Grad erreicht hätte, als die Kalkbildung bei Anwesenheit von Bitumen erfordern würde.

IIc) VS 94—VS 222, 25 m, (Niveau von Cascina).

Im Hangenden des Niveaus von Acqua del Ghiffo folgen blaugraue, plattige, tonige Kalke, wechsellagernd mit bituminösen Kalk- und Kalkmergelschiefern. Die spröden Kalkbänke sind feinkörnig bis dicht und erreichen Mächtigkeiten bis zu 60 cm. Neben wenigen Kristalltufflagen setzt im oberen Teil eine bituminöse Zone ein.

Die Schieferpakete sind ausserordentlich reich an Wirbeltierresten. Viele Schichtflächen sind übersät von den bereits erwähnten kohligen, algenartigen Härchen. Foraminiferen und Spongiennadeln sind im untern Teil sehr selten; in der mittleren Partie fehlen sie vollkommen und setzen dann in den höheren Lagen vereinzelt, zusammen mit zahlreichen Ostrakoden, wieder ein.

Es fällt nun auf, dass die Wirbeltierreste ausschliesslich auf die Schieferlagen beschränkt sind. Ich glaube nicht, dass man ein periodisches Absterben der Wirbeltiere annehmen kann, das den jeweiligen Anhäufungen in den Schieferpaketen zeitlich entsprechen würde. Man kann sich die Entstehung dieses Wechsels von Kalkbänken und Schieferlagen etwa folgendermassen denken: Die toten Wirbeltiere sinken auf den schlammigen, flachen Meeresgrund. Mit der Verwesung beginnt der bereits geschilderte Vorgang der Kalkfällung und Feinschichtung. Oft fast reines Karbonat wechsellagert mit bituminösen, tonigen Lagen. Das bedeutet zugleich eine lagenweise Verfestigung des Schlammes. Weitere absinkende Leichen werden aufgefangen, die Verwesung geht weiter und damit die Kalkschieferbildung. Über diesem Gebilde sammelt sich nun während einem grossen Zeitraume Schlamm an. Der Sättigungsgrad an $CaCO_3$ nimmt trotz der Kalkschieferbildung zu, was bei der geringen Mächtigkeit einer einzelnen Kalklage ohne weiteres möglich ist. Zugleich sammelt sich Ton an; die einzelnen Partikel mögen als Kristallkeime wirken, und es bildet sich vorerst ein feinkörniger, schwebender, toniger Kalkschlamm. Wirbeltierreste vermögen immer noch durchzusinken und häufen sich weiter auf der Kalkschieferlage an. Kleine organische Reste, wie Ostrakoden- und Foraminiferenschalen, sinken langsamer ab und verbleiben früher oder später schwebend im Kalkschlamm, das gleiche gilt für feinen Detritus. Durch Zunahme der Kristallisationskeime, Anwachsen der feinen Kristallkörner, Zusammenballen der Tonpartikel zu horizontal schwebenden Fetzen, wird der Schlamm immer zäher. Die niedersinkenden Wirbeltierleichen, deren spezifisches Gewicht im Moment des Absinkens dasjenige des umgebenden Mediums nur wenig übertreffen wird, sinken so tief in die dichtere Zone des Kalkschlammes, bis dessen spezifisches Gewicht dem ihrigen etwa gleich ist. In diesem Moment schweben sie in gleicher Höhe im Bodenschlamm. Die Verwesung und damit die erneute Kalkschieferbildung beginnt. Nachträglich erhärtet dann auch die Schlammschicht im Liegenden zwischen den beiden Kalkschieferlagen durch Ausfällung des Kalkes, die vielleicht noch beschleunigt wird durch die nunmehr auch im Hangenden stattfindende Verwesung.

Unter dem Mikroskop erkennt man, besonders in dickeren Dünnschliffen, dass die blaugrauen, spröden, dichten Kalke mit glatter Bruchfläche geschichtet sind. Der Ton ballt sich zusammen und

bildet, wie schon erwähnt, horizontal gelagerte Fetzen. Die Lagerung ist oftmals leicht gestört. Offenbar wurde der Schlamm vor der endgültigen Erhärtung durch absinkende Organismenreste oder durch Meeresbewegung leicht aufgerührt. Solche Bewegungen mögen die Bildung von Kristallisationskeimen und deren Wachstum begünstigt haben. Durch erhöhte Tonzufuhr werden die Tonfetzen grösser und das Gestein mergelig. Als Tonschmitzen, die recht häufig sind, erkennt man sie schliesslich auch makroskopisch.

Die Kalkschiefer, die sich sehr leicht und fein spalten lassen, bieten dem Auge ein recht buntes Bild. Je nachdem eine Kalk-, Ton- oder Bitumenlage aufgerissen wird, zeigen sie blaue, graue, gelbe oder schwarze Schichtflächen. Nicht selten ist auch ein hauchartiger Gipsbelag, der an ein Löschblatt erinnert. Viele Schieferflächen sind, wie schon erwähnt, von algenartigen Gebilden übersät.

In den höchsten Bänken setzt langsam Dolomit, vorerst in Einzelkristallen, ein. Gleichzeitig wird das Gestein lokal etwas sandig.

IId) D 1 — D 22 OM 1 — OM 58, 30 m, (Dolomitband).

A. Frauenfelder (1916) hat mit Recht ein Dolomitband ausgeschieden und zur Trennung von oberen und unteren Meridekalken verwertet. Er betont, dass es in der Landschaft als Rippe hervortritt und leicht erkennbar ist; aber auch gegenüber tektonischen Kräften nimmt es im Vergleich mit dem Hangenden und Liegenden eine Sonderstellung ein. Als harte, spröde Einschaltung vermag es den wellenartigen Falten der obern Meridekalke am Südfuss des Monte San Giorgio nicht im Detail zu folgen. Widerstrebend und unter Bildung von vielen Verwerfungen macht es die Hauptbewegung mit.

Als Mächtigkeit des Dolomitbandes gibt A. Frauenfelder (1916) 10 m an. Nach meinen Ergebnissen umfasst die ganze Dolomitbildung etwa 30 m. Von unten nach oben lässt sie sich folgendermassen gliedern:

1. D 1–D 21; 5 m. Plattiger, toniger Dolomit, wechsellagernd mit bituminösen, zum Teil sandigen Dolomitmergeln.
2. D 22; 10 m. Massiger, grobbrecciöser, zum Teil zelliger Dolomit, Bankung angedeutet (entspricht A. Frauenfelder's Dolomitband).
3. OM 1–OM 13; 2,5 m. Plattiger, toniger Dolomit und zum Teil bituminöse Dolomitmergelschiefer. (Fische, Koprolithen, Pflanzenreste.)
4. OM 14–OM 16; 2,7 m. Dolomitschiefer, (zum Teil sandig oder bituminös) (Posidonien, Koprolithen, Pflanzenreste).
5. OM 17–OM 58; 10 m. Plattige, zum Teil bituminöse Dolomite und Dolomitmergel. Bituminöse, sandige Mergel- und Dolomitmergelschiefer. (Posidonien, Fische.)

1. In den liegenden Kalken der Dolomitzone setzt in den höchsten Bänken Dolomit in Form von vereinzelten, eingestreuten Rhomboedern ein. Nach oben nimmt der Dolomitgehalt erst langsam zu; dann folgt ohne Übergang ein gröberkörniger, mikrokristalliner Dolomit. Hier beginnt das Dolomitband. Ursprünglich mag der Dolomitgehalt dieser Bänke sich nach oben langsam gesteigert haben, um schliesslich in Dolomit von primärer oder zum mindesten frühdiagenetischer Bildungsweise überzugehen. Das plötzliche Einsetzen von körnigem Dolomit spricht als solches für eine sekundäre Fällung.

Wohl sind die Merkmale der liegenden Gesteinsserie, der Wechsel von plattigen Bänken und Schieferlagen in den gleichen Mächtigkeiten noch erhalten. Doch unterscheiden die graue Farbe des Gesteins und vor allem die senkrecht klüftige Abwitterung der Bänke den Dolomit vom liegenden Kalk. Im Dünnschliff erkennt man, dass das Gestein von einem Netz von Schlieren und Drusen

durchsetzt ist und dass entlang den Schlieren oft Verschiebungen stattgefunden haben, die manchmal zu ansehnlichen Lagerungsstörungen führen. Diese Erscheinungen nehmen gegen das Hangende hin zu, gehen aber nicht so weit, dass von einer Breccie gesprochen werden könnte.

Besonders eindrucksvoll treten die genannten Störungen in den bituminösen, mergeligen Zwischenlagen zwischen den härteren Dolomitbänken hervor. Ihre ursprüngliche Feinschichtung ist verändert. Man erkennt Stauchungen, Pressungen und Verwerfungen. Hand in Hand mit der mechanischen Deformation ging die chemische Umsetzung. Wenn es den Eindruck macht, dass die Dolomitisierung in den Bänken mit dem Zusammensacken der Lagerung und den vielen Poren und Drusen eher eine Volumenverminderung hervorgerufen hat, so gewinnt man bei den mergeligen, bituminösen Zwischenlagen die gegenteilige Überzeugung. Begünstigt durch das bituminöse, tonige Milieu konnte sich hier der Dolomit frei entwickeln und sich den neuen Raumverhältnissen nach der Deformierung anpassen, wobei die bereits zerrissenen Bitumenlagen noch weiterhin beiseite geschoben wurden. Alte Verkieselungen belegen die sekundäre Dolomitbildung. Dass die Dolomitisierung nach der Stauchung der Schiefer oder zum mindesten gleichzeitig stattgefunden hat, zeigen unversehrte Dolomitrhomboeder gerade an den meist deformierten Stellen, wogegen die dünnen Kiesellagen zerbrochen sind und wirr durcheinander liegen.

Für eine sekundäre Bildungsweise spricht namentlich auch das schlagartige Aussetzen der Mikrofossilien. Während in den liegenden Kalken Ostrakoden in grosser Zahl vorhanden sind und sich in nach oben zunehmendem Masse auch Foraminiferen finden, so hört mit dem Beginn des Dolomitbandes diese Fossilführung völlig auf. Die Korngrösse des Dolomites übertrifft die Grösse von Mikrofossilien; aber auch Makrofossilien wurden nicht gefunden.

2. Während in der beschriebenen Serie die Wechsellagerung von spröden Bänken und plastischeren Schieferlagen die vollständige Zertrümmerung des Schichtbaues verhinderte, so wirkten sich die Störungen im eigentlichen Dolomitband FRAUENFELDER's stärker aus; sie führten bis zu eigentlicher chemischer Breccienbildung. Dieser Komplex von 10 m Mächtigkeit macht vorerst den Eindruck eines massigen Dolomites mit den typischen Anwitterungsformen. Bei näherem Zusehen, besonders in frischen Anrissen durch Bäche, erkennt man aber auch hier Schichtung. Wenn auch einzelne der ursprünglichen Bänke vollkommen brecciös sind, so folgen doch immer wieder Bänke mit ruhigerer Lagerung; an diesen Unterschieden erkennt man das ehemalige Schichtgebäude. Fossilien sind nicht erhalten. Im obern Teil wird die Schichtung immer deutlicher und leitet in die folgende Serie über.

3. Diese 2,5 m mächtige Partie unterscheidet sich im Wechsel von Bänken und Schieferlagen kaum von der ersten Serie. Das Bitumen beschränkt sich auf den obern Teil. Es wurden Fischreste, Koprolithen und Pflanzenreste gefunden; Mikrofossilien fehlen.

4. Während bei 3 die Schieferlagen noch immer geknetet sind und die Bankung gestört ist, zeigen die folgenden 2,7 m Dolomitschiefer ausgesprochene, ruhige Feinschichtung. Sie besteht aus einem Wechsel von körnigen Dolomitlagen, tonigen Partien, Bitumen und ersten, kalkreichen Lagen und Linsen. In einzelnen Lagen hat sich allerdings der Dolomit frei entwickelt und zu wulstigen, oft porösen Schiefern geführt, aber die Wechselschichtung bleibt auch hier ungestört bestehen.

Es macht den Eindruck, als ob hier das Milieu primärer Dolomitfällung, abgesehen von vielleicht frühdiagenetischen Anreicherungen, einsetzen würde. Von hier aus wäre dann die Dolomitisierung nach dem Liegenden fortgeschritten und hätte zu den beschriebenen Erscheinungen geführt. Während in 1 und 2 nicht nur die ursprüngliche Textur, sondern auch jegliche Mikrofossilien durch die

sekundäre Dolomitisierung ausgewischt worden sind, erkennt man in einzelnen Lagen von 4 deutlich Kleinorganismen. Es liegen zwar nur grobkörnig dolomitisierte Steinkerne vor; aber nach den ziemlich scharfen Umrissen zu urteilen, handelt es sich um Jugendstadien von Muschelschalen. Die Schiefer enthalten *Posidonia wengensis* Wiss., Koprolithen und Pflanzenreste.

5. In der nächsten, etwa 10 m mächtigen Schicht verstärkt sich der Eindruck primärer Dolomitsedimentation. Die plattigen, dunkelgrauen, tonigen Dolomite erinnern stark an die Dolomitbänke über dem Grenzbitumen. Die Körner werden kleiner und sind oft verzahnt. Neben den tonigen Dolomiten wechsellagern bituminöse Dolomitmergel mit sandigen, bituminösen Mergeln. In einzelnen Lagen überwiegt der Sand; da er reich an Feldspäten und Zirkon ist, handelt es sich möglicherweise um Tufflagen. In andern Schieferlagen kommt der Dolomit zur freien Entwicklung in bituminösem Milieu. Es werden hier aber nicht, wie in den sekundären Bildungen, idiomorphe Kristalle gebildet, sondern grosse, verzahnte Kristalle fügen sich zu Lagen und Linsen. Einzelne Schieferlagen sind besonders reich an Fischen oder *Posidonia wengensis* Wiss. Oben wechsellagert der Dolomit mit kalkreicheren Partien, bis dann der Kalkgehalt rasch zunimmt.

IIe) OM 59 — OM 134, 40 m.

Diese Serie ist gekennzeichnet durch einen raschen Wechsel von Mergel und Kalk, wohl infolge verschieden starker Tonzufuhr. Aber auch feine, sandige Komponenten tauchen hie und da auf. Die Serie wird noch bunter gestaltet durch 5 Tufflagen mit ihren Verkieselungen. Zweimal kommt es zur Barytfällung (Calcitpseudomorphosen nach Baryt) und einmal wird das Gestein dolomitisch. Der Bitumengehalt schwankt. Der Kalk ist dunkelblaugrau, spröde und von Pyritkörnchen durchsetzt. Das Gefüge ist feinkörnig bis dicht. Feine, kurznadelige Calcitkristalle sind häufig. Die feinschichtigen Kalkschiefer zeigen einen Wechsel von Ton oder Bitumen, verzahnten gröberen Körnern und den kurznadeligen, kleinen Kristallen. Die als Pm_6 beschriebenen Kugeln spielen in den bituminösen Schiefern eine grosse Rolle. Wenn sie auch im vorliegenden Zustand meist aus einem Kristall bestehen, so erkennt man bei einzelnen schaligen, bei andern radiär gerichteten, strahligen Bau. Offenbar sind es oolithische Bildungen (J. v. Pia, briefl. Mitt.), wobei sich feinste, nadelige Calcitkristalle in konzentrischen Schalen aufeinander gelegt hätten.

IIf) OM 135 — OM 351, 42 m.

Die Kalke, Kalkmergel und Mergelschiefer unterscheiden sich nicht von den oben beschriebenen. Doch fehlen die Tuffe, und die Perioden stärkerer Tonzufuhr sind von längerer Dauer. Die Serie wird sehr eintönig. Einzig Verwesungsvorgänge bringen hie und da durch die Kalkschieferbildung etwas Abwechslung.

Die seltenen Kalkschiefer sind dicht übersät von Koprolithen und Pyritknollen; Wirbeltierreste wurden aber keine gefunden. Oft ist die Feinschichtung leicht gestört durch geringe Wasserbewegung. Es können feine Rippeln beobachtet werden. Auch die kurznadeligen, feinen Calcitkristalle, die vielfach das Gestein bilden, deuten in ihrer Anordnung auf Bewegungen im Schlamm vor der Erhärtung. Neben den grösseren Knollen in den bituminösen Schiefern durchsetzt der Pyrit sehr dicht in feinen Körnern das Gestein.

Während in den unteren Meridekalken feinstes, verzahntes Gefüge die Regel ist, so überwiegen hier die idiomorphen, kurznadeligen Kristalle, sowohl in den Kalkmergeln, als auch in den Kalken.

Durch schwache Bewegungen wurde die Kristall- und die Oolithbildung begünstigt. Es kam vor der Verfestigung zu einer eigentlichen Kalkschlammbildung, vielleicht von der Art der Blauschlicke. Spontane Einflüsse auf den Sättigungsgrad an $CaCO_3$ durch die zahlreichen Wirbeltierleichen, wie in den untern Meridekalken, fallen hier fast ganz weg, so dass die Bedingungen für eine lang anhaltende, gleichmässige Kalkfällung gegeben sind.

Das Auffallendste an dieser Serie sind die mergeligen Kalke. In den unteren Meridekalken besteht ein Wechsel von Kalkbänken und Kalkmergelbänken; hier findet der Wechsel zwischen kalkreich und mergelig innerhalb einer Bank statt. Das ist nur durch das Bestehen des oben geschilderten Schlickes möglich. Die kurznadeligen Calcitkristalle wechsellagern schon im Schlamm mit tonreichen Lagen. Da bei der Beweglichkeit der Calcitnadeln ein sehr langsamer Übergang gewährleistet ist, braucht es bei der Erhärtung nicht zur Bildung von Schichtfugen zu kommen, umsomehr als die Calcitnadeln nicht geschichtet sind, sondern wirr durcheinander liegen und, wie schon bemerkt, durch schwache Bewegungen im Schlamm auch örtlich in tiefere oder höhere Schichten hineingreifen. In den kalkreichsten Partien beobachtet man vereinzelt verzahntes Gefüge, allgemeiner aber Calcitnadeln mit Calcitzwischenmasse.

Im Kalkmergel sind vorerst Calcitnadeln mit mehr oder weniger Ton vermengt. Nimmt der Ton zu, so bildet er kleine Häute (Tonschmitzen), die horizontal schweben. An die Häute kann auch Bitumen geheftet sein. Bei weiterer Tonzunahme werden die Schmitzen vermehrt und schliesslich entsteht mergeliger Ton und Ton. Diese Tonlagen sind meist sehr geringmächtig und wegen ihrer Plastizität vom Hangenden und Liegenden scharf getrennt. Dies könnte dazu verleiten, sie auf den ersten Blick als schiefrige Lagen anzusprechen. Würden sie zufällig eine Mächtigkeit von einigen Metern erreichen, so würde man von einem massigen Gestein sprechen. Unter dem Mikroskop erkennt man aber, dass sie zu den eigentlichen Schiefern in starkem Gegensatz stehen. Jene bestehen primär aus einem feinen Wechsel von Ton (Bitumen) und Kalk, diese aber aus Ton mit gleichmässig verteilten kleinen Kalkkörnern.

Die tonigen Mergel sind denn auch nicht geschiefert, sondern sie bilden Lagen mit splitteriger Absonderung. Sie sind an Perioden mit langanhaltender, maximaler Tonzufuhr gebunden; dass dieser erhöhte Tongehalt primär ist, zeigt auch das Auftauchen von grösserem Detritus, wie feine Quarz- oder Glimmerkörner. Die Mergel sind also primär schon Anreicherungen von gröberem Detritus.

Es muss schon im Bodenschlamm eine Trennung zwischen gröberem Tonmaterial und feinem Ton, worunter auch Bitumen, stattgefunden haben. Absinkende Leichen — hier kommen gewöhnlich nur planktonische Jugendstadien von Ostrakoden oder Foraminiferen in Frage — bleiben schon in der feinern, bituminösen Fraktion schweben; dort kommt es dann zur Kalkschieferbildung. Es ergibt sich so das Bild von 10—15 fossilleeren Mergellagen, getrennt durch einige Millimeter bis einige Zentimeter mächtige, bituminöse, harte Kalkschiefer mit Ostrakodenschälchen und Foraminiferen. Eine relative Übersättigung des Bodenwassers, und damit eine Begünstigung der Kalkfällung im Bereiche der Verwesung, kommt durch die vermehrte Detrituszufuhr zustande; denn dass der hohe Tongehalt die Kalkfällung behindert, beweisen die überaus feinen, xenomorphen Calcitkörner im Mergel.

Vom Grenzbitumen bis hieher ist das Profil lückenlos.

Die im folgenden zu beschreibenden Schichten sind von den vorhergehenden durch eine etwa 50 m mächtige Serie getrennt, die wegen Geländeschwierigkeiten (Unzugänglichkeit der betreffenden Schluchtstrecke in der Valle Serrata, Überdeckung durch Alluvionen am Wege S. Antonio-Cascina) im Einzelnen nicht genau erforscht werden konnte.

Durch Profilaufnahmen am Seil in der Steilwand der unteren Valle Serrata und Abräumen des Schuttes am Wege S. Antonio-Cascina, könnte die Lücke ausgefüllt und das Profil bis S. Antonio weitergeführt werden. Der Aufschluss ob S. Antonio lässt sich an Hand der Calcitpseudomorphosen und der Foraminiferen in das Profil Sostra-Cereda eingliedern. Die Beschaffenheit der nächsten Serie weicht jedoch kaum ab von der vorangegangenen. Man hat den Eindruck, dass in der bisher nicht genauer erforschten Partie, die am Wege Cascina S. Antonio lückenhaft aufgeschlossen ist, keine grossen Abweichungen zu erwarten sind.

Profil III: Sostra-Cereda.

IIIa) SC 117 — SC 1, 30 m.

Der Wechsel zwischen Kalk, Mergel und Schiefer wird etwas lebhafter. Während die oolithischen Bildungen in bituminösen Kalkschiefern noch zu voller Entwicklung kommen, treten die Calcitnadeln zurück und verzahntes Gefüge nimmt überhand. Im Ganzen nimmt der Kalkgehalt zu. Makroskopisch sind die Gesteine von gleichem Habitus wie in der liegenden Serie. Auffallend ist der Reichtum an Ostrakoden. Im Dünnschliff konnte eine Muschelbrut festgestellt werden, möglicherweise handelt es sich auch um Ostrakoden.

IIIb) SCS 1 — SCS 101, 50 m.

Der Kalkgehalt steigt weiter. Der Mergel beschränkt sich auf eine einzige Zone. Im Übrigen wechseln tonarme Kalke und Kalkschiefer. Die Kalke werden sehr feinkörnig bis dicht und erhalten oft das Aussehen von Hornstein. Das Bitumen beschränkt sich auf dünne Häute in den Kalkschiefern. Der Pyrit ist zurückgegangen, was sich auch in graueren Tönen der Kalke äussert.

IIIc) SC 163 — SC 201, 18 m.

Diese Serie schliesst sich eng an die liegende Partie an und bringt in ihrer Zusammensetzung keine Veränderungen.

$IIId_1$) SC 200 — SC 272, 31 m.

Die liegende Partie tritt durch ihren Kalkreichtum im Gelände deutlich hervor. Sie bildet den Steilabfall gegen das Laveggiotal, während die nun folgenden tonreicheren Schichten den sanfteren Anstieg gegen die Gipsgruben von Meride bilden. Noch folgen einige Meter Kalkbänke und Kalkschiefer, doch schalten sich hier schon Kalkmergel ein, um dann überhandzunehmen. Mit dem steigenden Tongehalt schalten sich in den Mergeln feine Sande ein. Der Bitumengehalt steigt wieder. Es finden sich dünne Bitumenhäute in den Kalkschiefern und bituminöse Schmitzen in den Kalkmergeln. Eine Besonderheit sind zahlreiche, sandige Mergellagen mit konkretionären, bituminösen, kalkreichen Knollen und Fladen.

Was diese bunte Serie besonders belebt, sind zwei 3,5 m mächtige Konglomeratbänke. An der Basis erreichen die Komponenten Taubeneigrösse; sie werden nach oben kleiner; schliesslich geht die Bildung in tonigen Kalk über. Die basalen Gerölle sind vollkommen gerundet, die kleinen werden eckiger. Es scheint sich nicht um ortsfremdes Gestein zu handeln; unter dem Mikroskop erkennt man Kalke, die sich lediglich im Tongehalt unterscheiden. Organische Trümmer konnten keine festgestellt werden. Hingegen sind grössere Pflanzenreste eingeschlossen. Ähnlich wie das Dolomitband

scheinen diese Bänke gegenüber tektonischen Kräften eine Sonderstellung einzunehmen. An der Basis der Bänke wurde ein Rutschharnisch gebildet, im Dünnschliff erkennt man zahlreiche Drucksuturen, die sich besonders an die Grenzflächen von Geröll und Zwischenmasse halten.

Mit dieser Serie setzt auch der Baryt, d. h. vorerst Calcitpseudomorphosen nach Baryt, ein, um erst wenig unter dem Raiblergips wieder auszusetzen. Mit Sicherheit konnte eine Kristalltufflage festgestellt werden.

IIId_2) SC 273 — SC 349, 50 m.

Die folgenden Bänke und Schieferlagen werden wieder kalkreicher. Die Mergel und Kalkmergel treten stark zurück; erst nach oben werden sie wieder zahlreicher, wo dann auch Schichtplatten mit Schlammwülsten einsetzen. Die mehr oder weniger bituminösen Schiefer sind erfüllt von Calcitpseudomorphosen nach Baryt und oft reich an mikroskopisch kleinen Pflanzenresten. Der Kalk ist sehr feinkörnig und von verzahntem Gefüge. In einzelnen Lagen ist die Feinschichtung etwas aufgearbeitet und in einem Fall konglomeratisch mit sehr kleinen, wohlgerundeten Komponenten. Im obern Abschnitt schalten sich drei Tufflagen ein. Im Grossen und Ganzen schliesst diese Serie an das Profil in der Val Mara an.

Profil IV: Murgala, Steinbruch 50 m westlich des Stalles.

In diesem Aufschluss sind graublaue, tonige, dünnbankige Kalkbänke, Kalk- und Kalkmergelschiefer und Mergel in etwa 6 m Mächtigkeit anstehend. Mit dem grossen Barytgehalt, den Estherien und Foraminiferen ist diese Partie ins Liegende des Val Mara-Profils zu stellen. Es wurden Problematica gefunden, die sowohl in den Schichten Sostra-Cereda, als auch in der Val Mara nicht festgestellt werden konnten.

Profil V: Val Mara.

Va) VM 65 — VM 58_7, 33 m.

Diese Serie ist durch starke Tonzunahme und im unteren Teil durch sandige Lagen gekennzeichnet. Hellblaue, dünnbankige bis schiefrige Kalkmergel wechsellagern mit Mergeln und kalkreichen, bituminösen Schieferlagen. Neben mannigfaltigen, wulstigen Schlammbildungen sind einzelne Lagen feinkonglomeratisch aufgearbeitet oder zeigen feine Kreuzschichtung. Das feinkörnige Gestein ist sehr reich an Pyrit und mikroskopisch kleinen Pflanzenresten. In einigen, oft mehrere Meter mächtigen Partien wechsellagern splittrige oder feinschichtige Mergel mit knolligen oder kalkreichen, dünnen Schieferlagen. Offenbar infolge tektonischer Beanspruchung sind einzelne, lagenweise angeordnete, feinkörnige Kalkmergelknollen mit ihrer sandigen Zwischenmasse verknetet. Baryt bedeckt in zahllosen Einzelkristallen die kalkreichen Lagen und kommt zu freier Entwicklung in büschel- oder rosettenartigen Aggregaten in den tonigen oder sandigen Partien. Bei einzelnen sandigen Lagen scheint es sich um Tuff zu handeln.

Vb) VM 58_6 — VM 48, 38 m.

Nun folgen oft mehrere Meter mächtige, bituminöse Kalkschieferpakete, getrennt durch tonreichere Kalkmergel- und Mergelbänke, dazu einige Kristalltufflagen und Verkieselungen. In den Kalkschiefern wechsellagern bituminöse Partien mit grobkörnig verzahnten oder oolithischen Calcit-

lagen. Tritt Ton hinzu, so wird der Calcit feinkörnig. Der Baryt wird grobkörnig und erfüllt oft grössere Knollen von vielleicht ursprünglich organischer Herkunft. Die Kalkmergel und Mergel sind hie und da aufgearbeitet oder feinkonglomeratisch bis brecciös. Gröberer Detritus, wie feiner Sand, tritt zurück, wogegen mikroskopisch kleine Pflanzenreste und Pyrit oft noch häufig sind.

Vc) VM 47 — VM 1, 48 m.

In diesem höchsten Abschnitt der Frauenfelder'schen oberen Meridekalke geht der Kalkgehalt stark zurück, so dass Mergel vorwiegen. Wo es noch vereinzelt zur Kalkbildung kam, wurde auch Gips ausgeschieden, der später wieder ausgewaschen wurde, so dass poröse Kalkbänkchen entstanden. Die Kalkmergel sind schiefrig oder lagig, wobei schüttere, bituminöse Lagen die Feinschichtung erzeugen. Nicht selten sind schwache Aufarbeitungserscheinungen.

Die Mergel sind mannigfaltig ausgebildet. In Mergelschiefern beobachtet man neben Wechsellagerung von tonigen mit schwach bituminösen Lagen Strömungserscheinungen, wie feinste Kreuzschichtung von sehr feinsandigen, kalkreichen, tonigen oder bituminösen Partien. Häufig sind kalkreiche Fladen, auskeilende Lagen oder kleinere Kalklinsen in Mergeln. Die Mergel pressen sich dann an diese kalkigen Körper, so dass schalige Absonderung entsteht.

In der höchsten Partie nimmt der Ton weiter überhand und es entstehen massige, splittrige Mergel. Neben wenig feinstem Sand sind diese Gesteine reich an Pyrit und oft auch an feinsten pflanzlichen Resten.

Ausser in fast vollständig ausgewaschenen Drusen sitzt der Gips auch etwa auf Klüften.

Baryt erkennt man selten in Drusen oder feinen Schlieren, in einem Falle zusammen mit Fluorit. Verkieselungen sind häufig.

Der nun folgende Gips ist abgebaut; ein kleiner See beim untern Molino ist Zeuge davon.

Infolge Verstürzung und Überdeckung mit Schutt kann der direkte Anschluss an den Gips nirgends beobachtet werden. Im Liegenden des heute noch abgebauten Gipses bei der Sostra folgen vorerst Gipsmergel, die in feiner Wechsellagerung von Gips und Kalkmergel bestehen. Dann folgen Kalkmergel und graubraune, blättrige Mergel und tiefer im Profil schalten sich auch kalkreichere Schiefer ein.

Beachtet man die kurze Distanz von etwa 800 m dieses Aufschlusses vom gleichen Niveau in der Val Mara, so werden die faziellen Differenzen noch viel eindrucksvoller. Die bituminöse Kalkschieferzone in der Val Mara mit ihren bezeichnenden Fossilien konnte hier nicht festgestellt werden. Bis anhin sind bei der Sostra keine Fossilien gefunden worden. Aus diesem Grunde und weil die Val Mara den besseren Aufschluss bietet, wurde das Profil im Liegenden der Gipsgrube bei der Sostra nicht publiziert. Zudem ist der Anschluss an die tiefere Profilpartie unübersichtlich.

4. Bathymetrisches und Fazielles.

Im folgenden soll der Versuch gemacht werden, die bathymetrischen und faziellen Verhältnisse für das Ladinikum des Monte San Giorgio-Gebietes zu ermitteln.

Für die Trinodosuszeit nimmt Frauenfelder eine Verflachung des Meeres an im Anschluss an den Vorstoss im untern Anisikum. Die reiche Fauna (Diploporen, Gastropoden, Cephalopoden, Lamellibranchier) wird etwa in 100—200 m Tiefe gelebt haben, im neritischen Bereich der Flachseeregion.

Die plattigen Dolomite der Grenzbitumenzone (Profil Ia), die sich in unveränderter Mächtigkeit über ein grosses Gebiet erstrecken, zeigen keinerlei Einwirkungen von Wellenschlag. Sie sind nicht sandig, wie A. Frauenfelder angibt (1916, S. 264); einzig in den bituminösen Mergellagen sind hie und da feine Quarzkörner eingestreut, so dass küstenferne, neritisch bis bathyale Verhältnisse angenommen werden können. Die vielseitige Molluskenfauna des obern Anisikum wird eintönig und besteht neben Ceratiten ausschliesslich aus dünnschaligen Daonellen, ebenfalls ein Merkmal für tieferes Wasser. Diploporen, die nach Frauenfelder im Anisikum sehr häufig sind, habe ich im Grenzbitumen selber nie gefunden. Trotz der häufigen Radiolarien und Kieselschwämme kann von Tiefseesedimenten nicht die Rede sein (S. 36). Wohl aber kann für die Grenzbitumenzone gegenüber den liegenden, anisischen Sedimenten eine Senkung angenommen werden.

Die folgenden Schichten (Profil Ib) sprechen mit ihren zoogenen Konglomeratbänken und sandigen Lagen (S. 22) für eine Hebung des Festlandes und Näherrücken der Küste.

Die hangenden Schichten (Profil Ic) machen den Eindruck eines tieferen, küstenferneren Meeres. Ton und Bitumen treten zurück. Calcit als Bindemittel in den obern Breccienlagen (S. 23) kündigt ein erneutes Vordringen des Meeres an.

(Profil Id) Will man nicht eine plötzliche, unerklärliche Veränderung im Chemismus des Wassers annehmen, der die nun folgende Kalkfazies bedingt, so könnte man sich R. Brinkmann (1926) anschliessen und, analog den Verhältnissen in der germanischen Trias, eine weitere Senkung des Beckens annehmen, um in die Region der Kalkfällung zu gelangen. Mit dieser Vertiefung hat aber zugleich ein Einbruch von neuen Gewässern stattgefunden. Der Chemismus des Wassers wird verändert, so dass in der Folge Kalk ausgeschieden wird. Gleichzeitig hält eine neue Fauna mit *Daonella moussoni* Mer. und *Protrachyceras archelaus* Lbe. ihren Einzug (S. 24).

(Profil Ie) Die folgenden Schichten sind wiederum dolomitisch und tonreicher, was auf eine erneute Hebung des Festlandes hindeutet; ferner weist das plötzliche Fehlen von Radiolarien auf Abschluss vom offenen Meer, sei es nun infolge von Schwellenbildung oder im Zusammenhang mit einer Hebung des gesamten Raumes.

Nach der Tuffsedimentation (Profil IIa) scheint vorerst eine neue Meeresverbindung hergestellt worden zu sein. Die Kalkfazies nimmt in der Schieferzone von Acqua del Ghiffo (Profil IIb) wieder überhand. In diesen feinschichtigen Schiefern, die, ohne auch nur die geringsten Aufbereitungserscheinungen, in ruhigem Wasser abgelagert worden sind, zeigt sich deutlich, dass das erneute Einsetzen der Dolomitfazies mit einer Verflachung des Beckens Hand in Hand geht (S. 25) (Schlammwülste, Hühnertrappen, Gefliessmarken, Rieselspuren und Landpflanzenreste). Der reiche Molluskenbenthos der unteren Dolomite ist vollständig verschwunden (siehe Profil S. 12). Dagegen ist die nektonische Fauna wieder reich (*Pachypleurosaurus*) und auch eine neue individuenreiche, benthonische Mikrofauna (Ostrakoden, Foraminiferen) hält neben wenigen Spongien und Diploporen ihren Einzug. Radiolarien fehlen weiterhin.

Der Sedimentationsraum (Profil IIc) vertieft sich langsam, der Tongehalt geht zurück. Dann zeichnen sich Bedingungen für Faulschlammbildung ab (S. 26).

Alle Spuren von benthonischem Leben fehlen. Umso zahlreicher sind die nektonischen Saurier. Nach den bisherigen Untersuchungen scheinen im Monte San Giorgiogebiet die Reptillagerstätten auf die Strecke unter dem Dolomitband beschränkt zu sein. Über dem Dolomitband wurden bis anhin

keine Reptilienreste gefunden; die reichen Reptilfunde der Grabungsstelle Alla Cascina, die wenig unter dem Dolomitband liegt, stellen das höchste, bisher im Ladinikum festgestellte Reptilienniveau dar. Die zunehmende Salinität weist auf eine energischere Hebung und damit auf Verflachung und Verengung des Sedimentationsbeckens. Möglicherweise haben diese Verhältnisse die Lebensbedingungen der Saurier verschlechtert oder eventuell deren Absterben bewirkt. Davon könnte die stark bituminöse Zone in den höchsten Lagen mit zahlreichen Vertebratenresten zeugen.

Der petrographische Befund deckt sich vollkommen mit den paläontologischen Feststellungen; es folgt das Dolomitband mit sandigen Lagen und Pflanzenresten (Profil IId). Zu einer vollkommenen Regression im untersuchten Gebiet kommt es aber nicht.

Bald senkt sich das Gebiet wieder und neue Meeresverbindungen bringen mit der Zone des *Posidonia wengensis* Wiss. und zahlreichen Fischen neue Einwanderer. Mit der weitern Vertiefung des Beckens (Profil IIe) setzt wieder Kalkfazies ein. Die Posidonien werden seltener, dafür treten *Lingula* sp. und vor allem zahlreiche Foraminiferen und Ostrakoden auf (S. 29). Bedeutungsvoller aber sind gesteinsbildende, kurznadelige Calcitkristalle, Oolithe und 2 Lagen Barytkristalle, alles Bildungen, die auf eine Übersättigung des Meerwassers hinweisen. Damit beginnt eine Entwicklung, die langanhaltend über die Hauptmasse der obern Meridekalke sich erstreckt und mit dem Raiblergips ihren Abschluss findet. Wie die weitern Profile zeigen, schalten sich noch ab und zu längere Perioden des Stillstandes in dieser Entwicklung ein, aber die lagunären Absatzbedingungen, oder, um mit R. Brinkmann (1926, 1940) zu reden, der salinäre Sedimentationstyp, herrschen von nun an vor.

(Profil IIf) Grössere Zeiträume umfassende Schwankungen im Tongehalt, der bis zu feinstem Sand gesteigert werden kann, mögen auf Tiefenveränderungen hinweisen. Im grossen und ganzen macht sich Wasserbewegung durch ab und zu leicht gestörte Schichtung, feine Rippeln, zum Teil auch in der Oolithbildung (S. 29) bemerkbar. Dann erkennt man im Dünnschliff Strömungserscheinungen im Bodenschlamm, womit auch die Bildung der Kalkmergel zusammenhängt (S. 30). Foraminiferen und Ostrakoden unterstreichen den Flachmeercharakter.

(Profile IIIa, b, c) Der Wechsel von Ton und Kalk wird lebhafter und die Oolithe zahlreicher; es tritt erneute, langsame Hebung ein; die Foraminiferen- und Ostrakodenfauna wird durch *Lingula* sp. bereichert.

(Profil $IIId_1$) Die Hebung hält an. Ton und Sand nehmen überhand. In zwei mehrere Meter mächtigen Konglomeratbänken (S. 31) sind wohl relative Kulminationspunkte der Hebung zu suchen. Im weitern lassen Schlammwülste, Rieselmarken usw. Schlüsse auf die Beckenverhältnisse zu. Der Fossilbestand ist unverändert (Ostrakoden, Foraminiferen), doch mehren sich Landpflanzenreste.

Erneuter Kalkreichtum weist auf eine geringfügige Vertiefung (Profil $IIId_2$), worauf aber bald wieder Hebung einsetzt (Konglomeratbänke, Schlammwülste).

Ton und Sand nehmen weiter zu (Profil Va). Neben mannigfaltigen Schlammwülsten und Aufarbeitungserscheinungen kann man im Dünnschliff Schwemmungen erkennen. (Fossilien: Estherien Foraminiferen, Landpflanzen).

In den folgenden Schichten (Profil Vb) zeigt sich im Wechsel von Kalkschieferpaketen und geringmächtigen, tonreichen, aufgearbeiteten Lagen der immer mehr schwindende Einfluss des

Detritus auf die Gesteinsbildung, was auf eine weitere Verflachung (Rieselmarken) schliessen lässt. Die Foraminiferen fehlen von nun an, doch sind Ostrakoden noch häufig, und guterhaltene Landpflanzenreste werden zahlreich (S. 19).

(Profil Vc) Bis zur Gipsbildung sind wohl keine stärkeren Veränderungen in der Meerestiefe mehr eingetreten. Das Überhandnehmen des Tones (Mergel) muss mit der salinaren Entwicklung in Zusammenhang gebracht werden (S. 33).

Das Ausklingen der Aufarbeitungs- und Schwemmerscheinungen deutet eher auf eine weitere schwache Vertiefung unmittelbar vor der Gipsfällung. Bewohnt wird dieses seichte Wasser noch von Fischen und seltenen Gastropoden.

5. Palaeogeographische Verhältnisse.

Neben diesen bathymetrischen Folgerungen ergeben sich auf Grund der Fauna und lithologischen Besonderheiten weitere Schlüsse hinsichtlich der Sedimentationstypen und der palaeogeographischen Verhältnisse.

a) Für die ladinischen Dolomite wurden neritische Flachmeerverhältnisse festgestellt. Das häufige Vorkommen von Radiolarien und Kieselschwämmen, die oft Hornsteinlagen oder -knollen bilden, lässt vorerst an pelagische Sedimente denken. Doch spricht die übrige Fauna (Profil S. 10) eindeutig dagegen; im besten Fall kann mit neritisch bis bathyalen Verhältnissen gerechnet werden. Kieselschwämme sind im Jura noch neritisch und mögen es schon zur Triaszeit gewesen sein. Ob die planktonischen Radiolarien in diesem neritischen Milieu gediehen, oder ob es sich um Einschwemmungen handelt, möchte ich nicht entscheiden. Das Erstere wird wahrscheinlich durch ihr ununterbrochenes Auftreten vom Grenzbitumen bis und mit der Zone der *Daonella moussoni* Mer. Ferner zählt K. A. v. Zittel (1924) eine Reihe von Radiolarienvorkommen in der alpinen Trias in ähnlichen Faziesbereichen auf (Buchensteinerschichten von Ungarn, Wengenerkalke von Storzic in Krain, Mergel von St. Cassian). Sie sind neben Foraminiferen meist von Spongienresten begleitet, womit sie auch in dieser Hinsicht mit unseren Vorkommen ähnlich sind (Taf. 75, Fig. 29). In jedem Falle steht aber die Verbindung mit dem offenen Meere fest.

b) Die unteren Meridekalke sind vorerst noch reich an Benthos: Foraminiferen, Ostrakoden, Spongien und Diploporen. Das plötzliche Aussetzen der Radiolarien lässt auf Abschluss vom offenen Meere schliessen, welcher der Hebung nach der Bildung der Zone des *Protrachyceras archelaus* Lbe. entsprechen würde. Im mittleren Teil zeigt sich diese Annahme bestätigt. Nicht nur kommt es zu eigentlicher Faulschlammbildung, wobei auch Ostrakoden und Foraminiferen verschwinden, sondern Baryt und Gips werden gefällt, Baryt zwar nur in Spuren, Gips als hauchdünner Belag auf einzelnen Schichtfugen („Löschblätter"). Die Hebung und damit die Veränderung der Salinität führt zum Absterben der reichen Saurierfauna (Cascina) und zur Bildung des Dolomitbandes. Damit wäre die sedimentäre Entwicklung eines ersten, vom offenen Ozean abgeschlossenen Meeresteiles beendet.

c) Der gleiche Zyklus wiederholt sich innerhalb eines grösseren, vertikalen Abstandes für die oberen Meridekalke. Mit dem Auftreten der Dolomitschiefer, die nach und nach kalkreicher werden, wird der Sedimentationsraum von neuen Gewässern erobert, die eine neue Fauna (*Posidonia wengensis* Wiss., Diploporen, Spongien, Ostrakoden, Foraminiferen) bringen. Aber schon bald

zeigen sich Anzeichen einer lagunären Entwicklung. Die Posidonien verschwinden. Die euryhaline *Lingula* sp. tritt auf, und nur Ostrakoden und wenige Foraminiferen-Arten vermögen in diesem übersättigten Milieu zu leben. Es kommt zur Bildung von Oolithen, Calcitnadeln und einigen geringen Barytfällungen. Die Lagune verengt sich mehr und mehr. Für Seichtwasser sprechen die Konglomeratlagen und Schlammwülste. Die Barytfällung geht ihrem Optimum entgegen. Die Foraminifere *Dentalina* sp. stirbt aus. Die mächtigsten Barytlagen wechsellagern mit Estherienschiefern. Nach der Barytfällung kommt es zur Bildung der Kalkschieferzone, bis dann die ersten Gipsdrusen sich einstellen, und schliesslich die Gipsmergel einsetzen. Der rasche, horizontale Fazieswechsel (Sostra: tonig; Val Mara: kalkig) deutet auf eine Aufteilung des Sedimentationsraumes hin.

Zusammenfassung.

Die Dreigliederung des Ladinikums durch A. Frauenfelder (1916) bestätigt sich in vollem Umfang:

a) Die ladinischen Dolomite sind in der neritischen Flachseeregion gebildet worden. Die Verbindung mit dem offenen Meere hat bestanden.

b 1) Nach anfänglicher Senkung hob sich das Land, wurde durch Schwellenbildung vom offenen Meer ganz oder teilweise abgeschlossen, und unter Anklängen an lagunäre Verhältnisse mit Faulschlammbildung wurden die untern Meridekalke sedimentiert.

b 2) Durch abermalige Senkung und Hebung, jedoch über bedeutend grössere Zeiträume anhaltende oszillierende Bewegungen, wurde eine zweite lagunäre Entwicklung erneut unter Abschluss vom offenen Meer vermutlich durch Schwellenbildung in den oberen Meridekalken hervorgerufen, die konsequent zu den Raiblerschichten führt.

6. Dolomit.

Im folgenden sollen die Beobachtungen über Dolomitvorkommen zusammengestellt werden. Auf eine Auseinandersetzung mit der theoretischen Seite der viel umstrittenen Dolomitfrage wird bewusst verzichtet, da ja auch die Grundlagen zu einer eingehenden Diskussion in Form eines einzigen stratigraphischen Profils nur zum kleinen Teil gegeben sind.

Die Frage der primären Dolomitbildung steht offen. Das Dolomitband bildet in seinem untern Teil ein markantes Beispiel von sekundärer Dolomitisierung. Alle übrigen Dolomite des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio sind davon deutlich unterschieden. Im Anschluss an E. Philippi (1907) und C. W. Correns (1939) möchte ich alle diese in zweiter Linie genannten Dolomite auf Grund ihrer gemeinsamen Merkmale als von unter sich mehr oder weniger gleichartiger Entstehungsweise und zwar als primär oder eventuell als auf früh-diagenetische Vorgänge zurückgehend ansprechen.

a) Meines Erachtens weist das Bild sekundärer Dolomitbildung im Dolomitband des Monte San Giorgio folgende Züge auf:

1. Störung der Schichtung bis zu grobbrecciöser Auflockerung der Bänke unter Knetung, Stauchung und Faltung weicherer, mergeliger Zwischenlagen.

2. Volumenveränderungen: Wegführen von Gesteinssubstanz, unter Bildung von Klüften und Drusen einerseits, und Anhäufung in bituminösen Lagen, die zu wulstigem Habitus führt, anderseits.

3. Hornsteinlagen sind korrodiert und zerbrochen.

4. Polygonalbegrenzte bis idiomorphe Körner. Grosse Rhomboeder erfüllen Schlieren, kleiden Drusen aus und kommen in bituminösen und tonigen Lagen zu voller Entfaltung.

5. Karbonatisierte Fossilien, vor allem Mikroorganismen, fehlen vollständig.

b) Primäre oder vielleicht auf früh-diagenetischen Vorgängen beruhende Dolomitbildung scheint mir in meinem Untersuchungsgebiet in folgender Weise charakterisiert zu sein:

1. Der Übergang von Kalk in Dolomit findet nach und nach statt, vorerst sind einzelne Rhomboeder eingestreut, die sich häufen und ein Mischgestein ergeben, das in reinen Dolomit mit verzahntem Gefüge übergeht und weder nach Textur noch nach Struktur von Kalk unterschieden werden kann.

2. Die Feinschichtung, bestehend im Wechsel von Dolomit, Ton oder Bitumen, ist ebenso ausgeprägt wie bei Kalkschiefern.

3. Verkieselungen sind jünger und frisch.

4. Fossilien, vor allem auch Kleinorganismen, sind gut erhalten.

c) Sedimentationsbedingungen. Die untern ladinischen Dolomite wurden in flachem, mit dem offenen Meere in Verbindung stehendem Gewässer in neritischen bis bathyalen Tiefen gebildet. Eine untermeerische Barre mag einerseits die Bitumenbildung (Grenzbitumen) begünstigt, anderseits den Chemismus des Wassers einseitig gestaltet haben, worauf die Lamellibranchierfauna, aus nur einer Gattung und wenigen Arten bestehend, hinweist. Der Sättigungsgrad und die Art des Chemismus hätten dann zur Dolomitbildung geführt. Auf alle Fälle bringt ein Meereseinbruch eine neue Fauna (*Protrachyceras archelaus* Lbe., *Daonella moussoni* Mer.) (S. 11), Veränderung des Chemismus und in der Folge Kalkfällung. Erneute Hebung führt zu Verflachung, Abriegelung durch Schwellenbildung (Radiolarien fehlen) und wieder zu Dolomitfällung (Profil: Ie, obere Dolomitbänke, im Liegenden der Tuffserie).

Klarer liegen die Verhältnisse in den Meridekalken. Für die untere wie für die obere Kalkzone wurde lagunäre Entwicklung der Sedimentationsverhältnisse gefunden infolge von Abriegelung des Beckens durch Schwellenbildung. Zeitweilige Verflachung infolge oszillierender Hebungen führt zu Dolomitbildung. Starke Hebungen führen im Falle der unteren Meridekalke zur Bildung des Dolomitbandes (oberer Teil), für die oberen Meridekalke bilden die Raiblerdolomite den Abschluss.

II. Palaeontologischer Teil.

1. Pflanzliche Funde.

a) Dasycladaceae.

Das spärliche Material wurde Prof. J. v. Pia vorgelegt. Unter den meist unbestimmbaren Dasycladaceen erkennt er eine unbestimmbare Diplopore, und in einem andern Fall vermutet er *Diplopora annulata* Schafh. (Textfig. 2, 3).

Textfig. 2. *Diplopora annulata* Schafh. Monte S. Giorgio-Gebiet.
Untere Meridekalke. Acqua Ferruginosa 7h.
Vergr. 29:1. Dünnschliff.

b) [1])Weitere Pflanzenfunde.

Mikroskopisch kleine Pflanzenreste konnten im ganzen Ladinikum festgestellt werden. Sie haben auch besonderen Anteil an den bituminösen Zonen.

Besonders im Grenzbitumenhorizont, in den hangenden Dolomiten und in der höchsten Kalkschieferzone der oberen Meridekalke finden sich reichliche Pflanzenreste. Im allgemeinen sind sie schlecht erhalten; doch scheinen verschiedene Voltzienarten vorzuliegen. Daneben sind besonders

[1]) Ein Teil der als Pm_8 aufgeführten braunen, bläschenartigen Gebilde konnte von Prof. Dr. E. Schmid als Coniferenpollen bestimmt werden. Taf. 76, Fig. 11 zeigt eine ungeflügelte Polle, während auf Taf. 76, Fig. 12 und 13 geflügelte Coniferenpollen, vermutlich von Podocarpaceen, vorliegen.

lange, schmale, spitzendende, längsgestreifte, oft eingerollte und einfache, lappige ebenfalls längsgestreifte Fragmente verbreitet.

Die Pflanzen des Ladinikums des Monte San Giorgiogebietes sollten vom Spezialisten bearbeitet werden, weshalb auf nähere Beschreibungen und Abbildungen verzichtet wird, obwohl sie für die stratigraphische Gliederung eine nicht unbedeutende Rolle spielen.

Textfig. 3. *Diplopora annulata* Schafh. Monte S. Giorgio-Gebiet.
Untere Meridekalke. Acqua Ferruginosa 7a.
Vergr. 30:1. Dünnschliff.

In der Kalkschieferzone der obern Meridekalke sind einzelne Schichtflächen übersät von unregelmässig begrenzten, meist stabförmigen, flachen Körperchen. Prof. J. v. Pia[1]) hat darin an Hand von Dünnschliffen sichere Landpflanzenreste erkannt. Nach der Art der Begrenzung und Erhaltung der Bruchstücke neigt er zur Vermutung, dass sie in schon versteinertem Zustand eingeschwemmt worden sind, also auf sekundärer Lagerstätte liegen. Im Gelände kommt diesen Fragmenten eine gewisse Bedeutung zu, da sie auf bestimmte Schichten begrenzt sind und deshalb gute lokale Leithorizonte ergeben (s. Textfig. 4).

2. Foraminiferen.

Unter allen Fossilien der Meridekalke erlangen die Foraminiferen die grösste vertikale Verbreitung. Auf einzelnen Schichtfugen oder in Karbonatlinsen, oft in zahllosen Exemplaren angehäuft, durchschwärmen sie in nur geringer Artenzahl mehr oder weniger lückenhaft den ganzen Komplex der Meridekalke. Obwohl etwa 120 verschiedene Schlämmrückstände untersucht wurden, konnten nur in einem Falle wenige Foraminiferen neben einer grossen Zahl problematischer, vermutlich pflanz-

[1]) Briefliche Mitteilung.

licher Reste (siehe S. 56) aus aufschliessbarem Gestein gewonnen werden, so dass sich die Untersuchung fast ausschliesslich auf Dünnschliffe beschränken musste.

Prof. Dr. M. Reichel in Basel hatte die Freundlichkeit, die vorliegenden Foraminiferen zu bestimmen. Dank seiner Hilfe war es möglich, auch schlecht erhaltenes Material und ungünstige Schnitte zu identifizieren und abzubilden, was bei der Seltenheit von Publikationen über Triasforaminiferen besonders zu begrüssen war. Ich will nicht versäumen, an dieser Stelle Prof. M. Reichel für seinen Beitrag herzlich zu danken.

Textfig. 4. Landpflanzenrest an sekundärer Lagerstätte.
Monte S. Giorgio-Gebiet. Oberste Meridekalke. Val Mara 59/60
Vergr. 20:1. Dünnschliff.

Ammodiscidae.

Ammodiscus sp.

(Taf. 71, Fig. 1, 2).

Unter den zahlreichen beobachteten Ammodisciden sind Formen, die mit grosser Wahrscheinlichkeit planspiral sind, wie die Figuren 1 und 2 sie zeigen, eine Seltenheit. Oft hat man den Eindruck, dass eine plane Spirale vorliege; doch sind die Verhältnisse der Anfangswindungen meist unklar.

Die spiralige Röhre in Fig. 1 scheint im dritten Umgang von einem Septum unterbrochen zu sein, eine Erscheinung, die bei Ammodisken unbekannt ist und die auf Ophthalmididen (*Cornuspira*) hinweist. Das Exemplar in Fig. 2 ist etwas ausserhalb der Achse geschnitten, weshalb die Anfangskammer nicht sichtbar ist, die Wände der ersten Umgänge schief geschnitten sind und deshalb unscharf erscheinen.

Das Baumaterial der Schale ist schwierig eindeutig festzustellen. Es ist auf keinen Fall grobsandig, sondern entweder von sehr feinem Korn oder kalkig. Die Möglichkeit, dass Ophthalmididen vorliegen, ist immerhin vorhanden. Doch spricht der Umstand dagegen, dass die Schalen in auffallendem Lichte nicht rein weiss erscheinen, wie dies bei echten kalkigen Cornuspiren der Fall ist,

wodurch eine sehr fein agglutinierende Schale und damit die Zugehörigkeit zu den Ammodisciden wahrscheinlicher ist. Eine vorläufige Zuweisung der vorliegenden Formen in diese Familie erscheint deshalb gerechtfertigt.

Grösse: Fig. 1, Durchmesser 0,26 mm; Fig. 2, Länge 0,25 mm, grösste Breite 0,06 mm.

Vorkommen: Unterste Meridekalke, unmittelbar unter dem „Scherzi"-Horizont. Fig. 1 V. Serrata — 6/7c, Fig. 2 Acqua Ferruginosa $7b_1$.

Glomospira sp.

(Taf. 74, Fig. 3–9).

Die abgebildeten Glomospiren, die sämtliche sehr fein agglutinierend sind, gehören offenbar verschiedenen Arten an. Nach dem Bau der Schalen lassen sich drei Gruppen unterscheiden. Die Form, die in Fig. 3 abgebildet ist, weist unregelmässige Anfangswindungen auf, die von einer mehr oder weniger planen Spirale mit 3—4 Umgängen umgeben sind, so dass weder von einem knäueligen, noch von einem spiralen Gebilde gesprochen werden kann. Fig. 4 zeigt einen etwas schief zur Achse einer solchen Form geführten Schnitt. Der Axialschnitt in Fig. 5 gehört einem komplizierter gebauten Gebilde an. Die Anfangswindungen sind schlecht zu erkennen, doch dürften sie unregelmässig verlaufen. Die äusseren Windungen bilden eine eigenartige Spirale mit pendelnder Windungsebene, wodurch ein flacher Knäuel entsteht, der im Axialschnitt das Bild von alternierenden Kammern zeigt.

Etwas weniger häufig sind Formen, wie sie in Fig. 6 festgehalten sind. Um wenige planspirale Anfangswindungen fügen sich in einer Ebene senkrecht dazu weitere 3—4 oval verlaufende Windungen. Nach Fig. 6 besteht aber auch die Möglichkeit, dass bei diesen Glomospiren mit ovalem Umriss Typen mit umfassenden Kammern, d. h. beinahe involute Formen, vorkommen und damit neue Typen von Glomospiren darstellen würden. In Verfolgung dieser Möglichkeit wurden eine grössere Anzahl Schliffe senkrecht zur Schichtung hergestellt, die jedoch keine Schnitte mit umfassenden Kammern enthielten. Zur endgültigen Abklärung dieser Frage werden weitere Untersuchungen notwendig sein.

In einer dritten Gruppe von Glomospiren kann man knäuelige Formen zusammenfassen. Kleiner als das Typusexemplar, kann Fig. 7 als *Glomospira* cfr. *gordialis* J. & P. betrachtet werden. Eine ähnliche, aber noch kleinere, knäuelige Form liegt in Fig. 8 vor.

Fig. 9 zeigt einen Axialschnitt einer bedeutend grösseren *Glomospira* als alle bisher besprochenen Formen. Die Anfangswindungen sind knäuelig, während die äusseren Windungen eine schwach trochoide Spirale bilden.

Grösse: Fig. 3, Durchmesser 0,17 mm; Fig. 4, Länge 0,15 mm, Breite 0,05 mm; Fig. 5, Länge 0,15 mm, Breite 0,05 mm; Fig. 6, grösster Durchmesser 0,2 mm, kleinster Durchmesser 0,15 mm; Fig. 7, Durchmesser 0,14 mm; Fig. 8, Durchmesser 0,1 mm; Fig. 9, Länge 0,44 mm, grösste Breite 0,17 mm.

Vorkommen: Fig. 3—6 V. Serrata — 2, Fig. 8 Acqua Ferruginosa $7b_2$ (unterste Meridekalke, unmittelbar unter dem „Scherzi"-Horizont). Fig. 7 V. Serrata II 46 unten, Fig. 9 V. Serrata II 198 (untere Meridekalke). Glomospiren sind besonders häufig in den unteren Meridekalken, vereinzelt kommen sie aber auch im höheren Ladinikum vor.

Turritellella sp.

(Taf. 74, Fig. 10, 11).

In Fig. 10 ist eine *Turritellella* ziemlich genau axial geschnitten, ein Umstand, der die Einrollungsverhältnisse gut in Erscheinung treten lässt. Durch die Berührung der Innenseite der Umgänge entsteht ein Columella-artiges Gebilde, das zum Teil gut erkennbar ist. Das Exemplar in Fig. 11 ist durch die Anfangskammern tangential geschnitten und erscheint in dieser Partie „uniserial" mit schräg verlaufenden „Septen", während die Endkammern axial geschnitten sind und ein ähnliches Bild wie in Fig. 10 ergeben. Die Schalen sind fein agglutinierend.

Grösse: Fig. 10, Länge 0,21 mm, grösste Breite 0,08 mm; Fig. 11, Länge 0,31 mm, grösste Breite 0,09 mm.

Verbreitung: *Turritellella* wurde nur in den untersten Meridekalken unter dem „Scherzi"-Horizont festgestellt. Fig. 10 Acqua Ferruginosa 7f; Fig. 11 Acqua Ferruginosa 7a.

Ammodisciden wurden in den Profilen IIa, b, IIIa, b, $IIId_1$, d_2, IV und Va gefunden.

Lituolidae.

Ammobaculites sp.

(Taf. 74, Fig. 12, 13, 14).

In allen drei vorliegenden Schnitten durch *Ammobaculites* sp. ist die agglutinierende Schale gut zu erkennen. In Fig. 12 liegt ein tangentialer Schnitt durch die Anfangskammern vor. Einzelheiten über die Einrollung kann man nicht feststellen, doch ist die Spirale erkennbar. Die Schale in Fig. 13 ist schräg geschnitten; es fehlen sowohl die Anfangs- als auch die Endkammern, während in Fig. 14 ein Axialschnitt durch die Endkammern eines Exemplars vorliegt, wobei besonders die Septalöffnungen gut in Erscheinung treten.

Grösse: Fig. 12, Länge 0,45 mm, Breite 0,17 mm; Fig. 13, Länge 0,45 mm, Breite 0,17 mm; Fig. 14, Länge (5 Kammern) 0,48 mm, grösste Breite 0,19 mm.

Vorkommen: Die vorliegenden Exemplare von *Ammobaculites* stammen aus den untersten Meridekalken (Profil IIa); in höheren Lagen wurden keine gefunden. Fig. 12, 13 V. Serrata $6/7_4$, Fig. 14 V. Serrata 6/7a.

In Fig. 15 scheint ein Lituolide vorzuliegen.

Grösse: Länge 0,51 mm, Breite 0,37 mm.

Vorkommen: Unterste Meridekalke, V. Serrata 6/7d (Profil IIa).

Textulariidae.

(Taf. 74, Fig. 16, 17, 18, 19.)

Bei den Textulariden in Fig. 16, 17 und 19 ist die agglutinierende Schale gut zu erkennen. Fig. 18 zeigt einen Steinkern. Bei Fig. 19 könnte eine *Spiroplectammina* in Frage kommen. Die Anfangs-

kammern sind zwar nicht vollständig erhalten, doch gewinnt man den Eindruck, dass eine Einrollung vorliegt.

Grösse: Fig. 16, Länge 0,36 mm, grösste Breite 0,26 mm; Fig. 17, Länge 0,23 mm, grösste Breite 0,14 mm; Fig. 18, Länge 0,2 mm, grösste Breite 0,11 mm; Fig. 19, Länge 0,43 mm, grösste Breite 0,21 mm.

Verbreitung: Textulariden wurden im ganzen Bereich der Meridekalke festgestellt. Fig. 16 V. Porina 3, Fig. 18 Acqua Ferruginosa 7g, Fig. 19 V. Serrata 6/7d (unterste Meridekalke); Fig. 17 Sostra-Cereda 27 unten (obere Meridekalke). Textulariden wurden in den Profilen IIa und IIIa gefunden.

Ophthalmidiidae.

(Taf. 74, Fig. 20, 21, 22.)

Fig. 20 zeigt Pyritsteinkerne von Ophthalmididen. Knickungen und Einschnürungen sind gut erkennbar. Bei einem Exemplar verläuft die Endkammer geradlinig, wie bei *Ophthalmididium walfordi* Häusler (siehe A. Issler, 1908). In Fig. 21 ist ein Tangentialschnitt durch ein grösseres Exemplar bei stärkerer Vergrösserung abgebildet.

Grösse: Fig. 20, Durchmesser 0,16 mm; Fig. 21, Länge 0,21 mm.

Verbreitung: Diese Formen sind in den höchsten Meridekalken häufig. Fig. 20 Murgala (Oberlauf des Gaggio); Fig. 21 V. Mara 65_{13} (höchste Meridekalke).

In Fig. 22 könnte es sich der Form nach um *Hyperammina suevica* Hohenstein handeln. Doch ist die Schale eher kalkig, was für eine *Nubeculinella* spricht. Die Ähnlichkeit mit der permischen *Calcivertella* ist sehr gross.

Grösse: Länge 1,37 mm, Breite 0,69 mm, Durchmesser der Röhre 0,26 mm.

Verbreitung: Unterste Meridekalke, V. Porina 3. Diese Ophthalmididen stammen aus den Profilen IIa und Va.

Trochamminidae.

(Taf. 74, Fig. 23–27.)

Die agglutinierende Schale ist bei den folgenden Trochamminiden deutlich erkennbar. Am Exemplar in Fig. 23 ist der runde Umbilicus bemerkenswert. Die Form scheint stark trochoid zu sein. Fig. 24 könnte ein Schrägschnitt etwas abseits der Achse der gleichen Art sein, In Fig. 25 liegt eine *Globigerina*-ähnliche Art vor. Nach dem Umriss und der Form und Anzahl der Kammern zu schliessen, besteht auch eine gewisse Ähnlichkeit mit *Trochammina inflata* Montagu (siehe Brady, Challenger, Zoology, Vol. IX). Fig. 26 und 27 dürften derselben Art angehören. Die Form und Anzahl der Kammern stimmt annähernd mit den Verhältnissen in Fig. 23 und 24 überein. Doch scheint die vorliegende Art noch stärker trochoid zu sein.

Grösse: Fig. 23, Durchmesser 0,33 mm; Fig. 24, Breite 0,31 mm, Höhe 0,24 mm; Fig. 25, Länge 0,31 mm, Breite 0,26 mm; Fig. 26, Länge 0,29 mm, Breite 0,26 mm; Fig. 27, Höhe 0,23 mm, Breite 0,24 mm.

Vorkommen: Fig. 23 V. Porina 3, Fig. 24 Acqua Ferruginosa 7, Fig. 26 & 27 Acqua Ferruginosa 7d (unterste Meridekalke); Fig. 25, Sostra-Cereda 257_1 (oberste Meridekalke). Trochamminen wurden in den Profilen IIa und $IIId_1$ gefunden.

Lagenidae.

(Taf. 74, Fig. 28–35.)

Fig. 28 zeigt ein Lagenide. Die Mündung ist sichtbar, jedoch sind die ersten Kammern undeutlich. Möglicherweise handelt es sich um *Marginulina* oder die ersten Umgänge einer *Flabellina.*

Grösse: Fig. 28, Länge 0,33 mm, Breite 0,20 mm.

Vorkommen: Schlämmrückstand V. Serrata obere Meridekalke 85_6.

Dentalina sp.

Formen, wie sie in Tafel 74 Fig. 29 & 30, sowie in Textfig. 5e vorliegen, sind in den Meridekalken weitaus die häufigsten Foraminiferen. In einer wenige Millimeter mächtigen, kalkarmen, sandigen, zum Teil verkieselten Lage der untersten Meridekalke konnten in grosser Zahl Dentalinen festgestellt werden (Taf. 74, Fig. 32, 33, Textfig. 5a). Sie stehen der *Dentalina curva* Liebus (A. Liebus, 1942) aus der Trias von Eberstein, Kärnten, nahe. Die Schalen sind von elegantem, zartem Bau und leicht gebogen. Sie bestehen aus 8—10 sich gleichmässig vergrössernden Kammern. Letztere sind länglich, abgerundet, fast eiförmig, und zwar umfasst die nächst grössere die kleinere Kammer. Die Septalöffnungen sind bei günstiger Schnittlage sehr gut erkennbar. Im Innern dieser Schalen (siehe Textfig. 5a) lagert sich sowohl von der Aussenwand, als auch von der Septalöffnung ausgehend, Calcit an. Dort wo diese beiden Kristallaggregate zusammenstossen, entsteht eine gut markierte Linie, die ungefähr durch die Mitte der Kammern, konform den Septen verläuft. Aber auch auf der Aussenseite der Schale wird Calcit angelagert (siehe Textfig. 5b und Taf. 74, Fig. 31). Während die erwähnten Grenzlinien im Innern der Kammern stets gut erkennbar sind, wird die Schale nach und nach aufgelöst (Textfig. 5c) und ist oft nur noch andeutungsweise sichtbar (Textfig. 5d). In einem letzten Stadium wird sie ganz aufgelöst (Textfig. 5e, Taf. 74, Fig. 30). Dieses letzte Stadium im Fossilisationsprozess, das ein klobiges, scheinbar dickwandiges, oft bizarr geformtes Gebilde hervorbringt, ist naturgemäss die weitaus häufigste Erscheinungsform dieser Dentalinen.

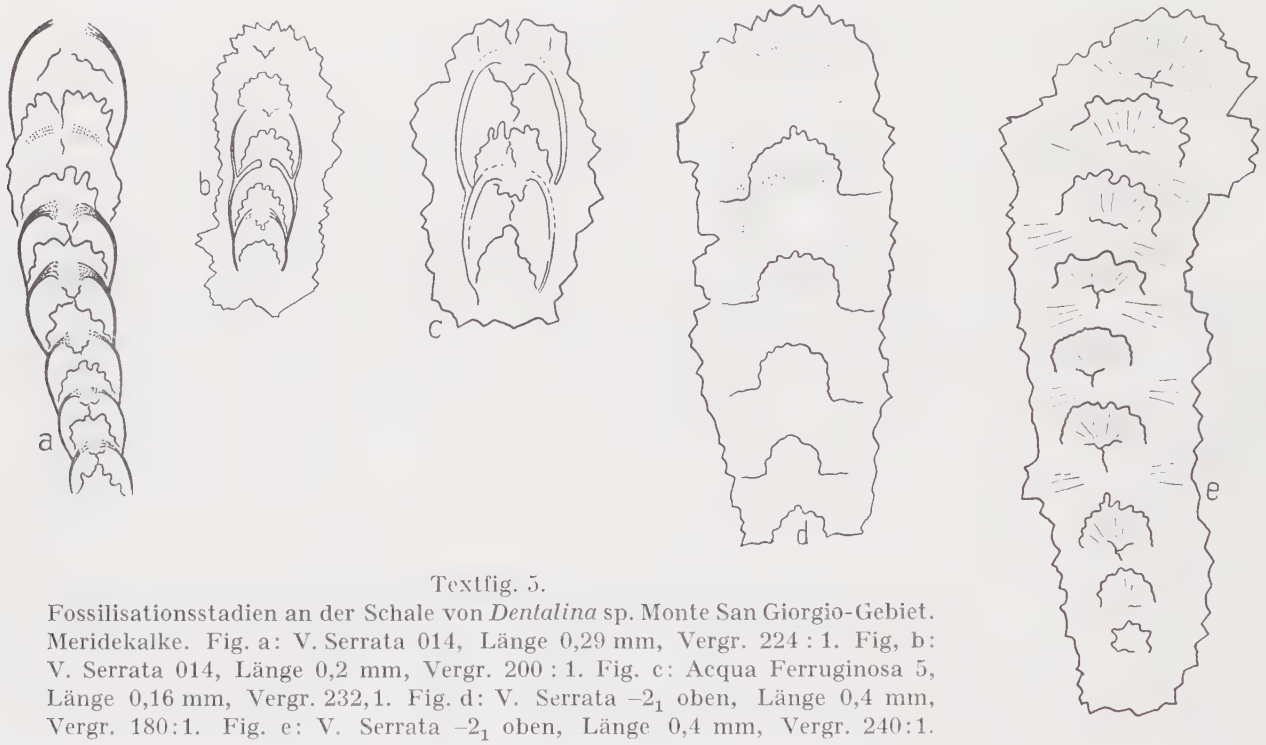
Taf. 74, Fig. 29 zeigt eine *Dentalina* aus dem Schlämmrückstand OM 85_6. Bei starker Beleuchtung ist im Innern die dünne, glatte, durchsichtige Schale zu erkennen. Sie würde etwa dem auf Textfig. 5c festgehaltenen Fossilisationsstadium entsprechen. Das scheinbar agglutinierende Material entspricht der äusseren Calcit-Kruste, wobei auch toniges Sediment beigemengt ist. Fig. 30 ist identisch mit Textfig. 5e, die das letzte Stadium zeigt. Fig. 31 entspricht der Textfig. 5b, Reste der senkrecht zur Krümmungsebene geschnittenen Schale sind noch erhalten. Bei Fig. 32 und 33 hat die Calcitanlagerung, wie Textfig. 5a zeigt, erst im Innern stattgefunden. In Fig. 34 sind bei schwächerer Vergrösserung Dentalinen, die den Textfig. 5a und b entsprechen, abgebildet.

In Fig. 35 liegt wahrscheinlich eine Nodosaride vor.

Grösse: Fig. 29, Länge 0,51 mm, Breite 0,12 mm; Fig. 30, Länge 0,43 mm, Breite 0,10 mm; Fig. 31, Länge 0,18 mm, Breite 0,06 mm; Fig. 32, Länge 0,21 mm, Breite 0,06 mm, Fig. 33, (3 Kammern) Länge 0,16 mm, Breite 0,06 mm; Fig. 35, Länge 0,14 mm, Breite 0,05 mm.

Vorkommen: Fig. 28, 29 OM 85_6, Fig. 35 OM 306 (obere Meridekalke). Fig. 30, 31 V. Serrata — 2_1 oben, Fig. 32, 33 V. Serrata I 014, Fig. 34 V. Serrata I 013 (unterste Meridekalke). Nodosarinen wurden in den Profilen IIa, b, c, e, f, IIIa, b, d1 und d2 gefunden.

Das Problematikum in Taf. 74, Fig. 37 zeigt in der Form Ähnlichkeit mit *Placopsilina*. Die Schale ist jedoch hyalin. Vielleicht handelt es sich eher um *Bullopora*. V. Serrata 07 (untere Meridekalke) Profil IIa.



Textfig. 5.
Fossilisationsstadien an der Schale von *Dentalina* sp. Monte San Giorgio-Gebiet. Meridekalke. Fig. a: V. Serrata 014, Länge 0,29 mm, Vergr. 224 : 1. Fig, b: V. Serrata 014, Länge 0,2 mm, Vergr. 200 : 1. Fig. c: Acqua Ferruginosa 5, Länge 0,16 mm, Vergr. 232,1. Fig. d: V. Serrata -2_1 oben, Länge 0,4 mm, Vergr. 180:1. Fig. e: V. Serrata -2_1 oben, Länge 0,4 mm, Vergr. 240:1.

3. Radiolarien.

In den Schichten vom Grenzbitumen bis zur Zone des *Protrachyceras archelaus* und der *Daonella moussoni* sind Radiolarien allgemein verbreitet. Es handelt sich durchwegs um Spumellarien[1]), gestachelte und ungestachelte Formen; besonders soll es sich bei den letzteren nach einer brieflichen Mitteilung von J. v. Pia um *Cenosphaera* handeln.

Im Dolomit sind oft nur unscharf begrenzte Karbonatkugeln als Füllmasse der kugeligen Skelette zu erkennen, und nur einzelne Exemplare zeigen Reste einer kieseligen Hülle und deuten damit auf Radiolarien. In bituminösem, kieseligem Sediment ist der Erhaltungszustand weit besser, und verschiedentlich scheinen die Radiolarien zusammen mit Spongiennadeln wenn nicht gerade gesteins-

[1]) Nachträglich konnte festgestellt werden, dass wahrscheinlich auch seltene Nasselarien vorkommne.

bildend, so doch die Ursache der Verkieselung zu sein und das besonders in einzelnen abbauwürdigen Lagen des Grenzbitumens, wo sie Kiesellinsen in grosser Zahl erfüllen.

Taf. 75, Fig. 21 (VP 7). Exemplar aus dem Grenzbitumen; zwei oder drei konzentrische Kugeln, ein kurzer breiter und mehrere kleinere Stacheln.

Taf. 75, Fig. 22 (VP 30). Aus mergeligem Dolomit, einfache Kugel mit groben Poren, Dolomitsteinkern. Vermutlich zur Gattung *Cenosphaera* gehörend.

Taf. 75, Fig. 23 (VP 49_8). Aus verkieseltem, bituminösem Tonschiefer; Form mit zwei gegenüberliegenden Stacheln.

Taf. 75, Fig. 24 (VP 63_1). Aus Dolomitmergel; einstachelige, vererzte Form. Dolomitsteinkern.

Taf. 75, Fig. 25–28 (VP 45_5). Radiolarien.

Taf. 75, Fig. 29 (VP 45_5). Radiolarien und Spongiennadeln. Radiolarien wurden in den Profilen Ia, b gefunden.

4. Spongien.

(Taf. 75, Fig. 29—32.)

An sicheren Spongienresten wurden einstrahlige und vierstrahlige Elemente gefunden. Die ersteren sind weit häufiger und erfüllen mit Radiolarien zusammen oft in grosser Zahl kieselige Lagen oder Linsen. Gewöhnlich bestehen sie aus Quarz, in einzelnen Fällen aus Karbonat. Der Achsenkanal ist gut erkennbar und oft mit Karbonat, Pyrit oder bituminöser Masse erfüllt.

Taf. 75, Fig. 29 (VP 29). Monaxone in bituminösem Mergel. Das ursprüngliche amorphe Baumaterial ist in Quarz umkristallisiert (daneben zahlreiche Radiolarien).

Taf. 75, Fig. 31 (VP 33). Die haarfeine Füllmasse von Achsenkanälen von Monaxonen. Die kieseligen Partien der Nadeln wurden offenbar an den umgebenden Hornstein abgegeben.

Taf. 75, Fig. 30 (VP 71). Tetraxone. Gabelanker. Im Bilde sind drei gegabelte Strahlen erkennbar, der vierte würde in der Sehachse liegen.

Taf. 75, Fig. 32 (VP 6/7b). Spongienkörper. In den meisten Spongienvorkommen sind die Nadeln auf einer Schichtfuge sedimentiert und liegen in einer Ebene. Im vorliegenden Schliff liegen die Nadeln in beliebiger Richtung, was für einen Schwammkörper spricht.

Weitere, weniger sichere Reste von Spongien sollen unter den Problematika angeführt werden.

Das Vorkommen von mehrheitlich verkieselten Nadeln in Dolomitmergel spricht für Kieselschwämme. Die wenigen Karbonatnadeln sind entsprechend dem Vorgang bei vielen Radiolarien sekundärer Entstehung. Es würde sich demnach um Tetractinelliden, Lithistiden oder Monactinelliden handeln.

Vom Grenzbitumen bis zur Zone des *Protrachyceras archelaus* und der *Daonella moussoni* sind Spongiennadeln stark verbreitet. In den höheren Meridekalken treten mit Ausnahme von Profil IIa unsichere Monaxone vereinzelt auf neben andern spärlichen, mehr oder weniger problematischen Spongienresten. Spongien wurden in den Profilen Ib und IIa gefunden.

5. Arthropoden.

Estheria sp.

(Taf. 75, Fig. 54, 55.)

Die in blättrigem, schwach bituminösem Mergelkalk der höchsten Meridekalke eingebetteten Estherienschalen sind vortrefflich erhalten.

Die dünnen, ovalen, sich nach vorne etwas verjüngenden Klappen erreichen eine Länge von fast 10 mm, bei einer Breite von 5,5 mm; im Mittel ist das Verhältnis dieser Maße 1,66.

Der lange, meist gerade, hie und da kaum merkbar flach nach oben ausgebuchtete Dorsalrand (Schlossrand) endigt vorne in dem flachkuppeligen Wirbel (siehe R. T. Jones, 1862). Verhältnis von Klappen- zur Dorsalrandlänge: 1,46. Unmittelbar vor dem Wirbel beginnt in Fortsetzung des Dorsalrandes der gleichmässige Bogen des Vorder-, Ventral- und Hinterrandes und bildet mit dem Schlossrand einen stumpfen Winkel. Je nach der Schalengrösse besteht die Anwachsskulptur aus 8–13 scharfbegrenzten, flachen oder manchmal wenig emporgewölbten Streifen. In der Zone der grössten Entfernung von Wirbel und Ventralrand ragt der dorsale Rand der Streifen oft kantig empor. Die feinen, aber ausgeprägten Grenzlinien strahlen bündelförmig aus dem engen Raume zwischen Wirbel und Vorderrand, divergieren schwach bis zu einer Linie des grössten Abstandes zwischen Wirbel und Schalenrand, um von hier aus schwach konvergierend in stumpfem Winkel an den Schlossrand anzusetzen.

Die Oberfläche des Wirbels ist vollkommen glatt, aber schon vom zweiten Streifen an erscheint ein erhabenes, vorerst feines Netzwerk. Die Maschen sind langgestreckt und parallel den Anwachsstreifen orientiert. Die Maschengrösse nimmt sowohl vom Wirbel gegen den Ventralrand, als auch von vorne nach hinten zu, so dass die Stelle, die am weitesten vom Wirbel entfernt ist, oft Maschen von ansehnlicher Grösse aufweist. Der Teil der Klappe zwischen dieser Stelle, dem Schlossrand und dem Wirbel ist stark gerunzelt, wohl infolge geringerer Schalendicke. Jegliche Feinskulptur ist verwischt, einzig der Verlauf der scharfen Grenzlinien kann noch verfolgt werden.

Als Vergleichsmaterial liegt *Estheria minuta* Goldf. aus den Alaunschiefern der Lettenkohle in der Schambelen bei Brugg vor. Bei etwas höherer Anzahl der Anwachsringe (11–13) sind diese Klappen 5–8mal kleiner, verhältnismässig bedeutend höher (Verhältnis von Länge zu Höhe 1,2 bis 1,3), und der Wirbel ist zentraler gelegen. Da nirgends Chitinsubstanz erhalten ist, kann die Feinskulptur der Schale nicht festgestellt werden.

Auch die von R. Jones in seinem „Monograph of the fossil Estheriae" beschriebenen *Estheria minuta* Goldf. der Lettenkohle von Sinsheim und Sulzbad (Deutschland) sind 4 bis 5mal kleiner; diejenigen aus dem englischen Keuper 2 bis 3mal. Bei all diesen abgebildeten Formen ist sowohl die Gestalt des Umrisses wie auch die Lage des Wirbels und Anzahl der Zuwachsstreifen verschieden von unserer *Estheria*, während die Feinskulptur der Schale gewisse Ähnlichkeiten zeigt. Auch andere triasische Estherien zeigen gewisse Ähnlichkeiten mit unserer Form, so *E. mangaliensis* Jones in der Form des Umrisses, *E. ovata* Lea in der Feinskulptur und ebenso wie *E. forbesii* Jones in der absoluten Grösse. Auch mit den in diesem Werke abgebildeten zahlreichen Estherien aus anderen Formationen konnte keine Übereinstimmung festgestellt werden.

Die von F. Frech (1905) beschriebene *Estheria loczyi* Frech aus der Bakonyer Trias und die vom gleichen Autor abgebildete *Estheria kubaczeki* Volz aus dem oberschlesischen untern Muschelkalk weichen stark von unserer Form ab.

In der Regel sind die beiden Schalen nicht im Zusammenhang erhalten. Sie sind meist so orientiert, dass im Schichtverband die konkave Innenseite nach oben schaut; dabei verlaufen auf einer grösseren Platte die Längsachsen aller Schalen parallel, der Wirbel schaut immer nach der gleichen Seite.

Von sämtlichen erwähnten Estherien unterscheidet sich unsere Form durch den grossen Quotienten aus Länge und Höhe, die stark vorgerückte Lage des Wirbels, das Verjüngen des Umrisses nach vorne, die weit geringere Anzahl der Anwachsstreifen und meistens auch durch die ansehnliche Grösse.

Ostrakoden.

(Taf. 75, Fig. 33—41.)

Im gesamten Komplex der Meridekalke finden sich in grosser Zahl und Verbreitung kleine zweiklappige Schälchen von durchschnittlich 0,3 mm Länge oder deren Steinkerne.

Der Deutung dieser Gebilde als Prodissoconche stehen verschiedene Gründe entgegen, einmal die Dimensionen, sodann der Umstand, dass keine klaffenden Schalen gefunden werden, während dies bei Muscheln infolge der Entspannung des Resiliums nach Wegfall des Zuges der Schliessmuskeln häufig ist. An den Fundstellen, wo zweifellose Daonellen- oder Posidonienbrut häufig ist, kommen die genannten kleinen Schälchen nicht vor. Wahrscheinlich handelt es sich um Ostrakoden; eine sichere Beurteilung lediglich auf Grund des Schliffbildes ist mir nicht möglich; immerhin sprechen Poren, die an einzelnen Schälchen zu beobachten sind, gegen einen Molluskencharakter der in Frage kommenden Bildungen.

Taf. 75, Fig. 39 (OM 244). Schälchen und einzelne Klappen, mit Steinkern stark korrodiert. In vielen Steinkernen sind Reste von organischer Substanz eingeschlossen.

Taf. 75, Fig. 38 (OM 264). Schalenexemplar mit Steinkern. Poren erkennbar.

Taf. 75, Fig. 33, 34 (OM 85_6). Ostrakoden aus dem Schlammrückstand 85_6 der oberen Meridekalke. In Fig. 33 liegt die Schale mit Mergelsteinkern vor, während Fig. 34 einen verkieselten Steinkern darstellt.

Taf. 75, Fig. 35–37, 40, 41. Ostrakoden. Fig. 36 zeigt eine eingeschnürte Form. Ostrakoden wurden in folgenden Profilen gefunden: IIa, b, e, f; IIIa, d, d_2.

6. Lamellibranchier.

Daonella moussoni Mer.

Val Bozzone, Val Porina (Siehe Tafel 75, Fig. 49, 50, 51, 52).

A. Escher v. d. Linth (1853) S. 93; Taf. V, Fig. 46–48.
A. Stoppani (1858–1860) S. 94; Taf. XIX, Fig. 7–11.
E. v. Mojsisovics (1874) Taf. III, Fig. 18, 19.
E. Kittl (1912) S. 35; Taf. I, Fig. 20–23.

Val Bozzone, Val Porina (VP 111–VP 109).

Die vorliegenden, guterhaltenen Exemplare stimmen mit den Abbildungen in Escher's Vorarlberg (A. Escher v. d. Linth, 1853) (Taf. V, Fig. 46–48), vor allem aber mit der von Kittl (1912) beschriebenen und abgebildeten *Daonella moussoni* Mer., überein; auch die Beschreibung und Abbildungen bei E. v. Mojsisovics (1874) decken sich gut mit unseren Muscheln, während sie mit der von Stoppani (1858—1860) beschriebenen *Posidonomya moussoni* Mer. wenig Ähnlichkeit besitzen.

Die flachen, querovalen Klappen variieren ziemlich stark in der Form des Umrisses, während die Skulptur, radiäre Rippen und konzentrische Wellen, im allgemeinen ähnlich ausgebildet ist. Das Verhältnis von Länge zu Höhe bewegt sich zwischen 1,2–1,4. Der kleine Wirbel ist deutlich nach vorne gerückt und überragt leicht den geraden, hinten und vorne etwas abgestutzten, randlich nach aussen gestülpten Schlossrand. Die konzentrischen Wellen erscheinen um den Wirbel scharf ausgeprägt, werden dann flach und breit und verlieren sich vollständig nach aussen (Taf. 75, Fig. 49, 51, 52). In der Zone der grössten Höhe sind die Wellen am kräftigsten, sie verkleinern sich gegen den Schlossrand, biegen unmittelbar davor ab und folgen diesem asymptotisch gegen den Wirbel. Die flachen, breiten Rippen, oft zwei-, seltener dreigeteilt, setzen in etwa 4–5 mm Entfernung vom Wirbel ein. Später erscheinen dann die schwächern Sekundärrippen. Parallel den Wellen, offenbar sich mit einer Zuwachslinie deckend, erscheint randlich oft eine Knickungszone in den Rippen. Weder hinten noch vorne reicht die Rippenbildung bis zum Schlossrand, so dass beiderseits des Wirbels ein flaches Dreiecksfeld entsteht, das einzig von den schwächer werdenden Wellen durchquert wird.

Der Innenseite der Klappen sitzen hie und da kleine, halbkugelige, glatte Gebilde auf; ob es sich dabei um fossile Perlen handelt, kann ich nicht entscheiden, da nur Steinkerne vorliegen. (Taf. 75, Fig. 52.)

Es wurde schon kurz auf die Formverschiedenheiten ungefähr gleichaltriger Schalen hingewiesen. Viel mannigfaltiger werden die Formen, wenn man die verschiedensten Entwicklungsstadien im Auge behält, und dazu eignet sich unser Aufschluss vortrefflich, birgt er doch den Prodissoconchen neben der ausgewachsenen Schale und viele dazwischen liegende Stadien. Nach Kittl lassen sich *Posidonia*, *Daonella* und *Halobia*, wenn sie in jungen Schalen vorliegen, kaum unterscheiden (Taf. 75, Fig. 50). Vergleicht man nun, nach demselben Autor, die kleinen Klappen mit der Wirbelpartie grösserer Individuen, so erkennt man in unserem Falle die Zugehörigkeit zur gleichen Gattung augenblicklich. Dank des guten Erhaltungszustandes und des Reichtums verschiedener Wachstumsstadien besteht auch kaum ein Zweifel darüber, dass die kleinen und kleinsten Schalen, die zu Hunderten den Raum zwischen den mittelgrossen und ausgewachsenen Exemplaren ausfüllen, nicht nur zur gleichen Gattung, sondern zur gleichen Art gehören, wenn schon die spezifische Bestimmung einer einzelnen jugendlichen Schale an sich nicht möglich ist.

Daonellen des Grenzbitumens und der hangenden Plattendolomite.

Val Porina VP 14.

Auf die reiche Evertebratenfauna des Grenzbitumenhorizontes, die durch C. Airaghi (1912) und A. Frauenfelder (1916) untersucht worden ist, konnte nur soweit eingetreten werden, als für den Anschluss notwendig war, zumal die umfangreichen Aufsammlungen, die während der Gra-

bungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich während vieler Jahre gemacht worden sind, zufolge der Magazinverhältnisse nicht greifbar waren. Immerhin konnte ich mir durch persönliche Aufsammlungen die von FRAUENFELDER aufgeführten Daonellenarten, vor allem die für das Grenzbitumen charakteristische *Daonella caudata* FRAUENFELDER verschaffen. Ich kann bestätigen, dass in meinem Untersuchungsgebiete *Daonella caudata* auf den Grenzbitumenhorizont beschränkt ist. Weitere Formen: *Daonella vaceki* KITTL, *Daonella elongata* MOJS. Weniger gut bestimmbar sind: *Daonella sturi* BEN., *Daonella esinensis* SAL.

VP 49_3.

In der Val Porina fand sich etwa 15 m über dem Grenzbitumen eine Bank von Daonellen. Zufolge des schlechten Erhaltungszustandes lässt sich nicht entscheiden, ob es sich um *Daonella esinensis* SAL. oder um *Daonella lommeli* MOJS. handelt, dagegen kann *Daonella caudata* FRAUENF. mit Sicherheit ausgeschlossen werden. Darunter sind tonige Dolomitschiefer (VP 49_2) erfüllt von kleinen Schalen (0,5 mm–3 mm Durchmesser) mit rundlichem bis querovalem Umriss. Sie zeigen infolge von schlechtem Erhaltungszustand keinerlei Skulptur. Die offenbar vor der Einbettung weit klaffenden Schalen sind durch den Schichtdruck in eine Ebene ausgebreitet, wobei im Schichtverband in der Regel die Innenfläche der Schale dem Hangenden zugekehrt ist. Neben den zusammenhängenden Schalen kommen auch zahlreiche einzelne Klappen vor. Offenbar handelt es sich um eine Daonellenbrut.

Posidonia wengensis WISSMANN 1841.

(Siehe Tafel 75, Fig. 42, 43, 44, 45, 46.)

GRAF ZU MÜNSTER (1841) S. 23; Taf. XVI, Fig. 22.
A. STOPPANI (1858–1860) S. 95; Taf. XIX, Fig. 12.
G. LAUBE (1865) S. 76; Taf. XVI, Fig. 12.
A. BITTNER (1895) S. 221.
F. FRECH (1912) S. 9.
E. KITTL (1912) S. 18; Taf. I, Fig. 7–11.
M. M. OGILVIE-GORDON (1927) S. 57; Taf. VII, Fig. 3a, b, c.

Valle Serrata (OM 53).

Die grossen Posidonienklappen in diesen körnigen, z. T. bituminösen Dolomitschiefern sind sehr schlecht erhalten. Nur auf stark ausgewitterten Schichtflächen treten die konzentrischen Wellen, die typische Posidonienskulptur, deutlich hervor. Der Umriss ist queroval und das Verhältnis von Länge zu Höhe beträgt 1,27. Die Wirbelpartie ist nach vorne gerückt.

Die genannten Merkmale erlauben kaum eine Artbestimmung, doch decken sie sich vollkommen mit den Beschreibungen der *Posidonia wengensis* WISS. und auch das gleichzeitige Vorkommen kleiner und kleinster, gut bestimmbarer Exemplare dieser Posidonienart macht es wahrscheinlich, dass die schlecht erhaltenen, an sich nicht sicher spezifisch bestimmbaren, grossen Schalen (Länge 20 mm) zur gleichen Art gehören.

Cascina-Bööggia, Valle Serrata (OM 45, OM 51).

Mittelgrosse und kleine Schalen der *Posidonia wengensis* erfüllen bituminöse Lagen in grosser Zahl. Die zusammenhängenden Klappen liegen fast durchwegs geöffnet auf dem Wirbel (Taf. 75, Fig. 44). Die Umrisse sind länglich-oval bis kreisrund und oft auch etwas vieleckig. Ob es sich um verschiedene Varianten handelt (KITTL) oder ob das ungeeignete Einbettungsmaterial Verschiedenheiten in der Form verursacht, kann nicht entschieden werden. Immerhin sind die grösseren Klappen eher länglich, während die Umrisse der kleinsten Schälchen sich oft stark dem Kreise nähern. Das Verhältnis von Länge zur Breite der grossen Klappen ist 1,3. Die gleichmässige Rundung des Umrisses wird nur durch den kurzen, geraden Schlossrand unterbrochen.

In feinkörnigen, kalkreichen Partien wird der Erhaltungszustand wesentlich besser (Taf. 75, Fig. 46). Wenn in den bituminösen Lagen Skulptur und genaue Lage des Wirbels nur vereinzelt beobachtet werden konnte, so erkennt man hier die vorgerückte Lage des kräftig emporgewölbten Wirbels und die vorerst feinen und nach aussen kräftiger werdenden konzentrischen Ringe. In keinem Falle konnte auch nur eine Spur von Radialstreifung festgestellt werden. Nach den obigen Autoren ist eine solche nur bei sehr guter Erhaltung grösserer Exemplare unter der Lupe zu beobachten.

Eine gut erhaltene Posidonienbrut tritt beinahe gesteinsbildend in dünnen Lagen auf (Taf. 75, Fig. 43). Fast ausnahmslos liegen die Schälchen, teilweise offen zusammenhängend, auf dem aufgewölbten, etwas gegen den Schlossrand überhängenden Wirbel. Um das feine Köpfchen des Wirbels scharen sich eng die vorerst feinen Anwachsstreifen; gegen den Rand werden sie nach und nach kräftiger, in gleichem Maße nimmt ihr Abstand zu.

Es besteht kein Zweifel, dass Jugendformen von *Posidonia wengensis* vorliegen, identisch mit der *Avicula ? globulus* WISSMANN; denn sowohl E. KITTL wie auch M. M. OGILVIE-GORDON erblicken in dem massenhaften Vorkommen von *Avicula ? globulus* WISSMANN sp. eine Brut der *Posidonia wengensis*.

Valle Serrata (OM 14, OM 16).

Weit weniger gut erhalten ist das tiefere Vorkommen einer Muschelbrut. Nur bei starker Auswitterung lassen sich die rundlichen, auf dem Wirbel liegenden, zusammenhängenden Klappen erkennen. Konzentrische Ringe sind nur andeutungsweise zu erkennen, doch handelt es sich vermutlich auch hier um *Posidonia wengensis* (Taf. 75, Fig. 42). Posidonien wurden in den Profilen IId und e gefunden.

Jugendformen von Lamellibranchiern.

(Taf. 75, Fig. 53, 47, 48.)

Im Horizont der *Daonella moussoni* fehlen Ostrakoden. Daher können die kleinen schlechtbegrenzten Steinkerne mit ovalem, herzförmigem oder unregelmässigem Querschnitt (Taf. 75, Fig. 53) wohl als Steinkerne von Prodissoconchen gedeutet werden. Bei den kleinern kreisrunden Gebilden handelt es sich jedoch um aufgelöste Radiolarien, wobei der entstandene Hohlraum mit Karbonat erfüllt wurde. (J. WEIGELT 1921.) In Taf. 75, Fig. 47 (OM 61) handelt es sich um Jugendformen von *Posidonia wengensis*, während in Taf. 75, Fig. 48 (SC 113) eine stark mineralisierte Muschelbreccie vorliegt.

7. Gastropoden.

Moerkeia cfr. pasinii Stoppani.

Trochus pasinii; A. Stoppani (1858) S. 57; Taf. XII, Fig. 21, 22.
Angularia pasinii; E. Kittl (1894) S. 174.
Moerkeia pasinii; J. Böhm (1895).

Das vorliegende, unvollständige Exemplar aus den höchsten Meridekalken ist stark zerdrückt, so dass über die Grösse des Apikalwinkels und die Basispartie sowie die feineren Skulpturelemente nichts ausgesagt werden kann. Deutlich erkennbar ist eine Kegelform des Gehäuses, und die doppelt gekielte, mässig geschwungene Lateralkante spricht eindeutig für die oben genannte Art.

Pyramidellidae Gray (Pseudomelaniidae Fischer).

K. A. v. Zittel (1924).

Ein vollständig plattgedrückter Gastropode, wohl zu den *Pyramidellidae* Gray zu rechnen, kann nicht näher bestimmt werden.

8. Cephalopoden.

(Tafel 75, Fig. 56–60.)

Trachyceras archelaus Laube.

E. v. Mojsisovics (1882) S. 118; Taf. XI, Fig. 9; Taf. XVI, Fig. 1, 2; Taf. XVIII, Fig. 1, 2; Taf. XIX, Fig. 1, 2; Taf. XXIII, Fig. 1; Taf. XXXI, Fig. 1.

Trachyceras archelaus Laube Typus (*Protrachyceras*).
Trachyceras archelaus Laube var. nov. laevior (*Protrachyceras*).
F. Frech (1911) S. 24; Taf. V, Fig. 1a, b. Vgl. Taf. IX, Fig. 5.

Grabungsstelle Val Bozzone.

(Taf. 75, Fig. 56–59.)

Ein flachgedrückter Steinkern zeigt 6 Dornenspiralen. Die kräftigen Dornen sitzen auf breiten, flachen Rippen. Auffallend sind an diesen Exemplaren die langen Umbilikaldornen (Taf. 75, Fig. 56). Auf drei weitern Steinkernfragmenten erkennt man in der dritten und vierten Dornenspirale, vom Nabelrande aus gezählt, Rippenspaltungen. In halber Höhe biegen die Rippen leicht nach vorn um, knicken bei den Marginaldornen leicht ab, um dann in gerader Linie die Externdornen zu erreichen (Taf. 75, Fig. 57). Auf einem Fragment der Externpartie erkennt man gegen den Mundsaum hin sich aneinanderreihende Zuwachslinien in der Medianrinne (Taf. 75, Fig. 58), während bei einem andern Stück diese Partie eher flach, sattelartig ausgebildet ist (Taf. 75, Fig. 59). Die alternierenden Externdornen haben eine langgestreckte Basis, die parallel der Medianrinne orientiert ist. Der zerdrückte Zustand des vollständigen Stückes, das weitere Vorhandensein von nur kleinen Fragmenten sowie das völlige Fehlen von Suturen machen eine Artbestimmung unmöglich. Die erkennbaren Skulp-

turen lassen jedoch am ehesten auf *Trachyceras* cf. *Archelaus* Lbe. Typus (*Protrachyceras*) Frech schliessen.

Aus dem Aufschluss in der Val Porina sind neben kleinen Fragmenten nur Abdrücke erhalten. (VP 111–VP 109).

Arpadites arpadis E. v. Mojsisovics.

E. v. Mojsisovics (1882) S. 56; Taf. XXV, Fig. 29.
F. Frech (1911) S. 30; Taf. X, Fig. 8a, b.

Val Bozzone.

(Taf. 75, Fig. 60.)

Das vorliegende, plattgedrückte Fragment eines Steinkerns gibt Aufschluss über die Struktur der Rippen und des Mundsaumes. Man erkennt eingeschaltete Rippen, Primär- und Spaltrippen. Die Letzteren beginnen mit deutlichen Umbilikalknoten, und sämtliche Rippen durchlaufen die Lateralpartie mehr oder weniger gerade und biegen vom obersten Drittel der Höhe an mehr und mehr nach vorne um, endigen abgehackt, teilweise verschmelzend und schwache Knoten bildend. Der Mundsaum bildet auf der Externseite einen weit vorspringenden, schnabelartigen Fortsatz. Diese Eigenart wird weder von Mojsisovics noch von Frech erwähnt, jedoch beschreibt der letztere eine ähnliche Bildung bei *Arpadites hofmanni* Mojs.

Weitere, schlecht erhaltene Ammoniten.

Ein Ammonit von 34 mm Durchmesser (vgl. E. v. Mojsisovics 1882), 9 mm Höhe (der letzten Windung) lässt kräftige Marginaldornen, flache Rippen und kleine Umbilikaldornen erkennen. Scheinbar biegen die Rippen auf der Externseite stark gegen die Mündung um. Die Form ist ziemlich weit genabelt. Weiter liegt ein Steinkern von 8 mm Durchmesser und 2,5 mm Höhe (letzte Windung) vor. Die schmalen Rippen biegen auf der Externseite um, scheinen ineinander überzugehen und bilden eine knotige Randpartie.

9. Brachiopoden.

Lingula sp.

(Taf. 75, Fig. 61, 62.)

Die Schalen zeigen stets den für viele inartikulaten Brachiopoden typischen Hornglanz. Der Umriss ist viel ovaler als derjenige der rezenten *Lingula anatina*; lediglich der Stirnrand verläuft in seiner mittleren Partie geradlinig, quer zur Längsachse des Tieres. Dieser geradlinige Verlauf lässt sich in Form von Anwachsstreifen bei der Schale bis gegen den Wirbel hin verfolgen; dagegen geht aus der Form der genannten Anwachsstreifen hervor, dass die jüngsten Schalen stets eine vollständig ovale Form haben. Die im allgemeinen flach gewölbte Schale ist im mittleren Gebiete, das im Umriss dem geradlinigen Teil des Stirnrandes entspricht, oft etwas abgeplattet (Taf. 75, Fig. 61). Das Verhältnis von Länge zur Breite beträgt 1,4 bis 1,5. (Grösse: Länge 0,7 cm, Breite 0,5 cm).

Vergleiche mit verschiedenen Linguliden (A. Bittner (1890), F. Frech (1912), A. Wurm (1913), M. M. Ogilvie-Gordon (1927), H. Kirchner (1933)) ergaben keine Übereinstimmung mit irgend einer Art. In Anbetracht der grossen Variationsbreiten und der Bedeutung der Altersdifferenzen sehe ich von der Aufstellung einer neuen Art ab. Im Gegensatz zu den Muschelbruten ist in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle im Schichtverbande die Schalenaussenseite dem Hangenden zugewendet; geöffnete Exemplare kommen nicht vor, wohl aber einzelne Klappen.

Lingula wurde in den Profilen IIe und IIIa gefunden.

10. Echinodermen.

Echinodermenreste konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Wahrscheinlich sind einzelne Trümmer in den zoogenen Breccienlagen der unteren Dolomite als solche zu betrachten, obwohl im Dünnschliffe infolge der Dolomitisierung kein Echinodermengewebe beobachtet werden konnte. Wahrscheinlich liegt in einem runden, scheibchenartigen Gebilde ein Encrinitenstielglied vor.

Die Grabungen des Zoologischen Museums ergaben bis heute einen Seeigel, *Miocidaris* (*Serpianotiaris*) *Hescheleri* Jeannet (A. Jeannet 1933), von dem nur ein einziges Exemplar gefunden wurde.

11. Fische.

Durch die Untersuchungen des Zoologischen Museums, vor allem durch Dr. E. Kuhn, sind in früheren Jahren schon eine ganze Reihe von Fischlagerstätten im Ladinikum des Monte San Giorgio entdeckt worden.

Sofern es sich nicht um Fischniveaux in solchen Schichten handelte, die durch die bisherigen Forschungen des Museums bereits bekannt waren, konnten diese wichtigen Fossilfunde ins Gesamtprofil eingereiht und durch neue Vorkommen bereichert werden. Eine umfassende Bearbeitung der Fische im Ladinikum des Monte San Giorgio - Gebietes wird voraussichtlich durch Dr. E. Kuhn, Oberassistent am Zoologischen Museum der Universität Zürich, durchgeführt werden.

12. Reptilien.

Auf die Bedeutung der Reptilien für die Stratigraphie des Ladinikums des Monte San Giorgio-Gebietes wurde schon in der Einleitung hingewiesen (S. 6). Meine Profilaufnahmen führten zur Feststellung von 31 Kalkschieferpaketen in den unteren Meridekalken mit Reptilresten, wohl ausschliesslich von *Pachypleurosaurus*.

Von Prof. Dr. B. Peyer, der die Grabungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich leitet, sind bis heute folgende Veröffentlichungen über Reptilien aus dem Ladinikum und der Grenzbitumenzone der Tessiner Kalkalpen erschienen:

1925 Vorläufige Mitteilung über Trias-Fossilien aus Meride (Tessin). Verh. Schweiz. Natf. Ges. Aarau 1925.
1931 a) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. I. Einleitung. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **50**.
b) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. II. *Tanystropheus longobardicus* Bass. sp. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **50**.
c) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. III. *Placodontia*. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **51**.

d) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. IV. *Ceresiosaurus calcagnii* nov. gen. nov. spec. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **51**.
e) Neue Reptilfunde aus der Tessiner Trias. Vortrag in der Natf. Ges. in Zürich 1931.
f) *Paraplacodus broilii* nov. gen. nov. sp., ein neuer Placodontier aus der Tessiner Trias. Zentralbl. f. Min. etc. 1931, Abt. B.
1932 Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. V. *Pachypleurosaurus edwardsi* Corn. sp. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **52**.
1933/34 Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. VII. Neubeschreibung der Saurier von Perledo. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **53**, **54**.
1934 Zehn Jahre Tessiner Fossiliengrabung des Zoologischen Museums der Universität Zürich. Verh. Schweiz. Natf. Ges. Zürich 1934.
1935 Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. VIII. Weitere Placodontierfunde. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **55**.
1936 a) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. X. *Clarazia schinzi* nov. gen. nov. spec. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **57**.
b) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XI. *Hescheleria rübeli* nov. gen. nov. spec. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **58**.
1937 a) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XII. *Macrocnemus bassanii* Nopcsa. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **59**.
b) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. Referat in Forschungen und Fortschritte, Jahrg. 13, Nr. 30, Berlin.
1938 New Reptiles from the Triassic of Monte San Giorgio near Lugano, Switzerland. Referat in Research and Progress, **4**, Nr. 2.
1939 a) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. XIV. *Paranothosaurus amsleri* nov. gen. nov. spec. Abh. Schweiz. Pal. Ges. **62**.
b) Über die Rekonstruktion des Skelettes von *Tanystropheus*. Eclog. geol. helv. **32**. Nr. 2.
1941 Saurierjagd in den Tessiner Kalkalpen. Fossiliengrabungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich. „Die Alpen", Heft 11.
1944 Die Reptilien vom Monte San Giorgio. Neujahrsbl. naturf. Ges. Zürich.

13. Fossilien problematischer Natur.

Problematica O M 85_6.

Aus einem lockeren Mergel der oberen Meridekalke wurden neben wenigen Foraminiferen, fragwürdigen Foraminiferensteinkernen und einigen Ostrakoden durch Schlämmen eine grosse Zahl problematischer Körper gewonnen. Einzelne davon zeigen im Bau gewisse Ähnlichkeiten mit Foraminiferen. Aber sowohl die Membranen als auch die Septen sind ohne Poren, was gegen eine Foraminiferennatur spricht. Andere Formen erinnern an Bryozoen.

Nach dem Chemismus des Baumaterials lassen sich vier Gruppen unterscheiden:

Kieselige Formen (Taf. 74, Fig. 42–70).
Kalkige Formen (Taf. 74, Fig. 41, Taf. 75, Fig. 1–18.
Mergelige oder limonitische Formen (Taf. 74, Fig. 38, 39).
Verschiedenartiges Baumaterial (Taf. 74, Fig. 40, 69, Taf. 75, Fig. 19, 20).

Der Umstand, dass das Baumaterial der einzelnen Partien gewisser Formen von verschiedenem Chemismus sein kann und das Vorkommen gleicher Gebilde sowohl aus Calcit, als auch aus Kieselsäure, lassen erkennen, dass der gegenwärtige Chemismus dieser Problematica nicht zu einer Abklärung ihrer Herkunft beitragen kann.

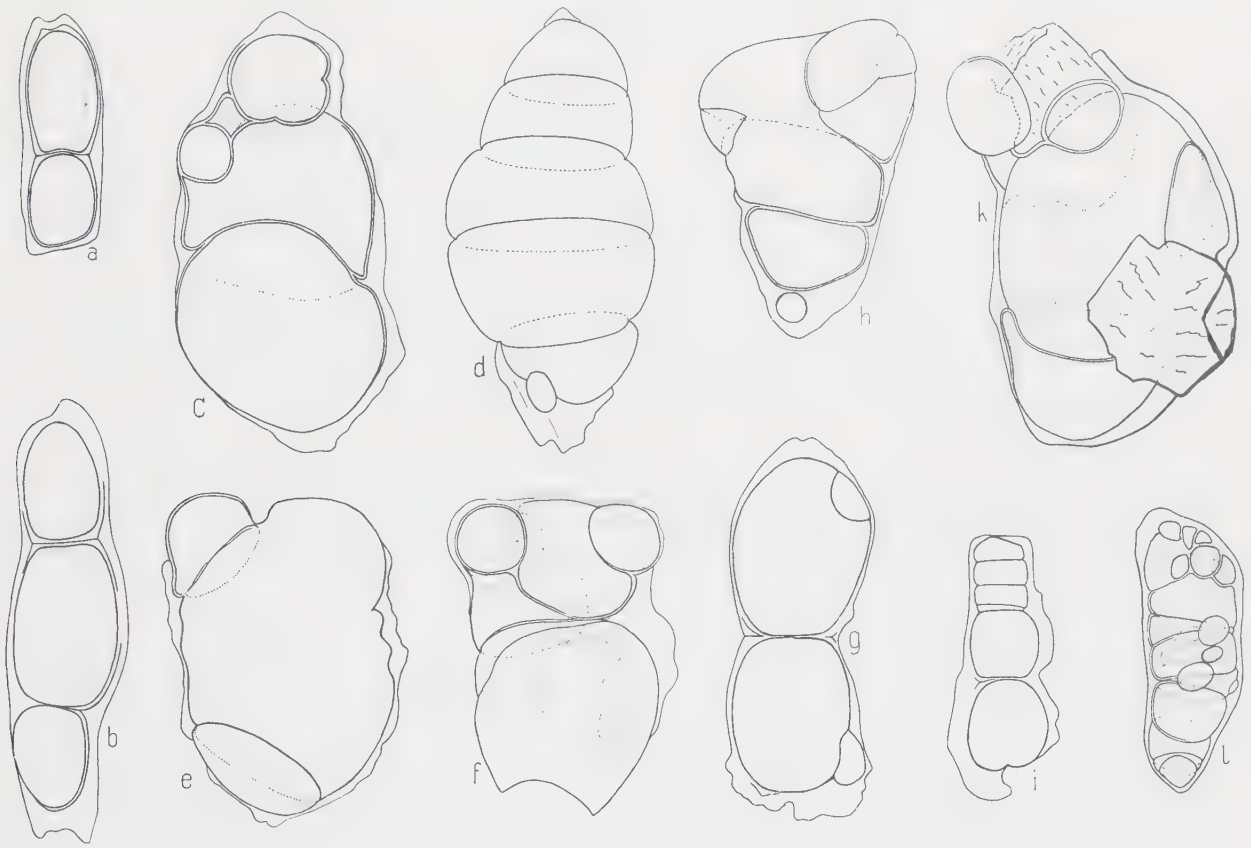
Für eine Identifizierung wird in erster Linie die Form dieser Gebilde von Bedeutung sein. Auffallend ist der zellige Charakter, wobei kleinere Zellen aus grösseren spriessen.

Nach der Form kann man unterscheiden:

Einzellige Formen (Taf. 74, Fig. 42, 43, 44).
Zwei- oder mehrzellige Formen, linear angeordnet (Taf. 74, Fig. 45–49).

Formen, bei denen aus den Membranen einer oder mehrerer linear angeordneten Zellen an beliebigen Stellen weitere Zellen spriessen, so dass komplizierte Gebilde entstehen (Taf. 74, Fig. 50–70).

Es erwies sich als vorteilhaft, diese kieseligen Problematica in polarisiertem Lichte zu photographieren, weil sich dabei die verkieselten Membranen gut hervorheben. Um Klarheit vom Bau zu schaffen und um die Membranenverhältnisse zu beleuchten, wurden von komplizierteren Formen Zeichnungen hergestellt (Textfig. 6a–l).



Textfig. 6.

Verkieselte Problematica OM 85_6. Monte San Giorgio-Gebiet. V. Serrata. Obere Meridekalke. Schlämmrückstand. Balsampräparate. Fig. a entspricht Taf. 74, Fig. 48; Länge 0,26 mm, Breite 0,09 mm; Vergr. 123:1. Fig. b entspricht Taf. 74, Fig. 64; Länge 0,5 mm, Breite 0,14 mm; Vergr. 120:1. Fig. c entspricht Taf. 74, Fig. 66; Länge 0,51 mm, Breite 0,25 mm; Vergr. 118:1. Fig. d entspricht Taf. 74, Fig. 65; Länge 0,5 mm, Breite 0,22 mm; Vergr. 120:1. Fig. e entspricht Taf. 74, Fig. 62; Länge 0,43 mm; Breite 0,27 mm; Vergr. 109:1. Fig. f entspricht Taf. 74, Fig. 69; Länge 0,39 mm, Breite 0,25 mm; Vergr. 111:1. Fig. g entspricht Taf. 74, Fig. 63; Länge 0,43 mm, Breite 0,15 mm; Vergr. 120:1. Fig. h entspricht Taf. 74, Fig. 60; Länge 0,39 mm, Breite 0,26 mm; Vergr. 115:1. Fig. i entspricht Taf. 74, Fig. 49; Länge 0,30 mm, Breite 0,13 mm; Vergr. 122:1. Fig. k entspricht Taf. 74, Fig. 67 (2 Zellen sind kalkig); Länge 0,51 mm, Breite 0,3 mm; Vergr. 114:1. Fig. l entspricht Taf. 74, Fig. 51; Länge 0,34 mm, Breite 0,12 mm; Vergr. 115:1.

Bei den calcitischen Formen handelt es sich in der Hauptsache um Steinkerne von verschiedenstem Bau. Neben einfachen Kugeln (Taf. 75, Fig. 15), finden sich lineare Bildungen von zwei

und mehr Zellen (Taf. 74, Fig. 41, Taf. 75, Fig. 14, 16, 18). Die meisten Formen sind wie die kieseligen Gebilde gebaut. Selten sind schalige Gebilde wie in Taf. 75, Fig. 12.

Häufig sind Mergelkugeln (Taf. 74, Fig. 38). Ein kompliziert gebautes, mergeliges Gebilde liegt in Taf. 74, Fig. 39 vor; von einem aus mehreren Zellen bestehenden Achsenkörper zweigen zwei Äste von vielzelligem, uniserialem Bau ab.

Bildungen aus verschiedenartigem Baumaterial sind nicht selten. Bei Taf. 74, Fig. 40 besteht eine Kammer aus Limonit, eine weitere aus Calcitkörnern mit limonitischem Zement. Zwei Kammern der kieseligen Form in Taf. 74, Fig. 67, Textfig. 6k, bestehen aus Calcit. Die calcitischen Formen der Taf. 75, Fig. 19, 20 weisen je eine mergelige Zelle auf.

Problematische und unbestimmbare Mikro-Organismen.

Pm_1 (Taf. 76, Fig. 29) VS 46a. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Gebilden um stark mineralisierte Dasycladaceenreste. In Profil IIb.

Pm_2 (Taf. 76, Fig. 28) VS 48_{20}. Problematisch. In Profil IIb.

Pm_3 (Taf. 76, Fig. 1) VS 64_4. Halbkugelige Gebilde mit radiär angeordneten Röhrchen. Möglicherweise Skelettelemente von Spongien. In Profil IIb.

Pm_4 (Taf. 76, Fig. 32) OM 72. Enggebüschelte feine Nadeln. Wahrscheinlich Spongienskelettelemente. In Profil IIb.

Pm_5 (Taf. 76, Fig. 2–5) VS II 121, VS 66 und VS II 91 VM 58). Unregelmässiges Gangsystem. Vielleicht stark mineralisierte Spongiengewebe. Die Gebilde Pm_5 sind meist wenig ausgeprägt. Die Gangstruktur wird häufig durch Foraminiferen, Ostrakoden oder Diploporen verwischt. In den Profilen: IIa, b, c, e, f; IIIa, d, d_2, Va.

Pm_6 (Taf. 76, Fig. 6–9) (Oolithe). In vereinzelten, bituminösen Mergelschieferlagen der höheren obern Meridekalke trifft man massenhaft kleine Karbonatkugeln. Sie erinnern auf den ersten Blick an karbonatisierte Radiolarien, wie sie in den Dolomiten vorkommen; doch konnten bei diesen Kugeln keinerlei Spuren von Radiolarienskeletten festgestellt werden. Kleinere Individuen sind vollkommen kugelig und scharf begrenzt. Durch Anlagerung von radiär gerichtetem, strahligem Calcit entstehen oft bedeutend grössere Kugeln. Bei einzelnen Exemplaren erkennt man im Innern Reste von organischer Substanz. Daneben konnte ein kleiner Karbonatkörper beobachtet werden, in dem in regelmässigen Abständen solche Kugeln eingestreut sind. In andern Schliffen finden sich ebenfalls solche durchsiebte Plättchen, jedoch ohne Füllmasse. Der Zusammenhang zwischen diesen Kugeln und den vereinzelten durchlöcherten Fragmenten ist unsicher. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei den Kugeln um oolithische Bildungen.

Pm_{6_1} (Taf. 76, Fig. 8) SC 86. Kleine, glattbegrenzte und grössere, durch radiär gerichtete, strahlige Calcitanlagerung entstandene Karbonatkugeln (Oolithe). In Profil IIIa.

Pm_{6_2} (Taf. 76, Fig. 7) OM 306. Einzelne Kugeln, ganz oder nur im Innern aus organischer Substanz bestehend. In Profil IIf.

Pm_{6_3} (Taf. 76, Fig. 8) OM 306. Kalkplättchen in regelmässigen Abständen mit Kugeln besetzt. In Profil IIf.

Pm_{6_4} (Taf. 76, Fig. 9) SC 86_2. Siebartiges Fragment. In Profil IIIa.

Pm_7 (Taf. 76, Fig. 10) VS II O 11. Gewebe mit kugeligen Zellen, die ein organisches Bläschen einschliessen. In Profil IIa.

Pm_8 (Taf. 76, Fig. 11–13). [1])Bläschen, durch das ganze Ladinikum verbreitet. In Profil: Ia, IIa, c, IIIc, d.

Pm_9 (Taf. 76, Fig. 14). Eiförmige, kalkige Gebilde. Mit Öffnung, porös, korrodiert. In den „Scherzi piccoli".

Pm_{10} (Taf. 76, Fig. 15) VP 7. Zottiges Gebilde in Hornstein. In Profil Ia.

Weitere Problematica.

(Taf. 76, Fig. 16–27, 30, 31.)

P_1 (Taf. 76, Fig. 16) Bactryllium. Bactryllien mit Skulpturen, wie sie O. Heer (1877) beschrieben hat, sind keine festgestellt worden.

Kleine Calcitkristalle, pseudomorph nach Baryt, können auf den ersten Blick als Bactryllien gewertet werden. Als solche mineralische Bildung erwies sich bei Nachprüfung mittelst Dünnschliffen ein als *Bactryllium canaliculatum* Heer bezeichnetes Handstück von Varenna aus der Geologischen Sammlung der Eidgenössischen Technischen Hochschule. Auch die von Ed. Trümpy (1930) erwähnten Bactryllien aus den Varennakalken erwiesen sich nach der Untersuchung eines Belegstückes aus Olico als Barytkristalle, die nach Ausbildung und Vorkommen mit den aus den obersten Meridekalken beschriebenen Einzelkristallen von Baryt völlig identisch sind.

Vom gleichen Autor werden Bactryllien aus dem Werfenien von Gienico erwähnt. Nach Dünnschliffen durch das betreffende Belegstück zu urteilen, liegen möglicherweise Calcitpseudomorphosen nach Gips vor; sicher aber handelt es sich auch in diesem Falle um rein mineralische Bildungen und nicht um Bactryllien im Sinne von O. Heer. Nach diesen Erfahrungen erscheint es geboten, bei Angaben von Bactryllienvorkommen nicht auf den Habitus abzustellen, sondern in jedem einzelnen Falle eine mikroskopische Nachprüfung vorzunehmen.

Vermutlich Reste von Bactryllien im Sinne von O. Heer sind kleine, rechteckige (etwa 1½ mm lang und ⅓ mm breit), braun pigmentierte Flächen in den ladinischen Dolomiten des Monte San Giorgio. Durch Dolomitisierung und Verwitterung ist jegliche Skulptur verwischt; die Stellen sind gekörnelt genau wie das umliegende Gestein. Von Pflanzenhäckseln unterscheiden sie sich durch ihre Kleinheit und die Regelmässigkeit von Gestalt und Grösse; zudem sind es keine kohligen Gebilde. Bei stärkster Verwitterung werden sie gelb. Auf Daonellen finden sich nicht selten scharf umschriebene, heller gefärbte Partien, die nach Umriss und Grösse mit den fraglichen Bactryllien übereinstimmen und von solchen herrühren könnten. In Profilen Ib und Id.

P_2 (Taf. 76, Fig. 18) (Cascinello, Livello buono). Ein schwach bituminöser Mergel ist erfüllt von schwach spindelartigen mineralisierten Nädelchen (1,5 mm Länge). Nach Form und Grösse könnte es sich um Spongiennadeln handeln. In Profil IIa.

P_3 (Taf. 76, Fig. 17) VS 93. „Härchen". Einzelne Schichtfugen der mergeligen Kalkschiefer in den untern Meridekalken sind häufig erfüllt von kohligen, dünnen, hie und da verästelten, verbogenen Fäden von verschiedener Länge und Dicke. Im Dünnschliff erkennt man deutlich

[1]) Dank der günstigen Erhaltungsbedingungen in Hornstein konnte ein Teil dieser Bildungen, worunter auch die abgebildeten, von Prof. Dr. E. Schmid als Coniferenpollen bestimmt werden (S. 39).

ihre pflanzliche Natur. In höheren kalkreicheren Schiefern sind sie mineralisiert und erscheinen als plastische Gebilde und in verwittertem Zustand als weisse Fäden. Sie zeigen grosse Ähnlichkeit mit *Confervites Braunianus* Schenk aus dem Rhät, einer in ruhigem Wasser sedimentierten Alge. In Profil IIa und e.

P_4 (Taf. 76, Fig. 19) IV 32. Ähnliche Gebilde, jedoch dicker, gerader, scheinbar mit einer Hülle versehen und ohne jegliche Anzeichen pflanzlicher Natur finden sich in den höheren oberen Meridekalken. In Profil IV.

P_5 (Taf. 76, Fig. 30, 31). „Bottiglie". In den untern Meridekalken finden sich Abdrücke eines offenbar fossil nicht erhaltungsfähigen Gebildes. Wegen seiner länglichen, keulenartigen Form wird es von den Arbeitern „Bottiglia" genannt. Dass es sich um ein Lebewesen handelt, beweisen verschiedene Merkmale. Am auffallendsten ist die feine, hie und da von tieferen Einschnitten unterbrochene Segmentierung. Daneben ist eine tiefe axiale Furche erkennbar. Der Keulenkopf ist komplexer gebaut. Die Länge beträgt 10–12 cm, die Breite an den Enden 1 cm resp. 1 mm. Vollständige Individuen sind selten; entweder liegen nur Bruchstücke vor, oder dann sind diese Problematica mehrfach geknickt. In Profil IIb.

P_6 (Taf. 76, Fig. 20) VS II 101. Ein ovaler, dunkel gefärbter Abdruck, ohne jegliche Struktur. Keine Anzeichen für pflanzliche Herkunft. In Profil IIc.

P_7 (Taf. 76, Fig. 21) VS 201. Rundliche, aus unregelmässigen, konzentrischen Wülsten bestehende Gebilde; in der Mitte wulstige Masse. Im Dünnschliff ist nichts zu erkennen. In Profil IIc.

P_8 (Taf. 76, Fig. 26) VM 59/60. Rundlicher bis ovaler Wulst, ein rhombisches Gebilde umschliessend. Im Dünnschliff ist nichts zu erkennen. In Profil Va.

P_9 (Taf. 76, Fig. 22) VM 48. Rechteckig bis rundlich konkave Abdrücke. Im Dünnschliff ist nichts zu erkennen. In Profil Vb.

P_{10} (Taf. 76, Fig. 25) OM 73_6. Von einem von zahlreichen Poren durchbrochenen Axenstab entspringen in einer durch die Längsaxe gehenden Ebene alternierend nach beiden Seiten rechtwinklig abgehende Röhren, die sich nach aussen verengen. Diese Seitenzweige sind im weiteren Verlaufe alle im gleichen Sinne nahezu rechtwinklig abgebogen, woraus sich für das ganze Gebilde, wie bei einer gekrümmten Feder, eine konvexe und eine konkave Fläche ergibt. Es könnte sich um eine Bryozoe handeln. In Profil IIe.

P_{11} (Taf. 76, Fig. 24) VM 65_8. Runde, aus mehreren Lagen bestehende, fein radiär gestreifte, in der Mitte vertiefte, an ein Polster erinnernde Gebilde. Im Querschliff erkennt man darunter einige Calcitkristalle. In Profil Va.

P_{12} (Taf. 76, Fig. 27) V. Bozzone. Schmale, geschweifte, axial hochgekielte Abdrücke. Organische Reste oder Spuren einer Struktur sind nicht zu erkennen (möglicherweise sind es Abdrücke von *Taeniopteris*). In Profil Id.

P_{13} (Taf. 76, Fig. 23) OM 78_3. Wulstige Würstchen, mannigfaltig gedreht und gerollt. Unter dem Mikroskop sind sie erfüllt von Muscheltrümmern, die Lücken sind mit Baryt erfüllt. Offenbar handelt es sich um Koprolithen eines Muschelfressers, umsomehr als sie sich in einem Posidonienvorkommen befinden. In Profil IIe.

P_{14_1} (Taf. 76, Fig. 34) VM 59/60. Gefliessmarken in Kalkmergelschiefern der höchsten Meridekalke. Wenn die Furchen auch nicht immer in derselben Richtung verlaufen, so kreuzen sie sich nie, sondern es handelt sich um Verzweigungen. In Profil Va.

P_{14_2} (Taf. 76, Fig. 35) VS II 46. Gefliessmarken. Vielleicht infolge oberflächlicher Rutschung entstandene Runzeln. In Profil IIb.

P_{14_3} (Taf. 76, Fig. 33) VI. Gefliessmarken. Das schwach bewegte Wasser hat schwere Partien oder festere Stellen im Schlamm nicht zu bewegen vermocht. Im Strömungsschatten dieser Partien hat sich dann feineres Material abgelagert, so dass diese stromlinienförmigen Wülste entstanden. In Profil VI–Vb.

P_{14_4} (Taf. 76, Fig. 38) VM 65_{11}. Gerade, verbogene und rosettenartige Schlammwülste. In Profil Va.

P_{14_5} (Taf. 76, Fig. 37) VS 46. Schlammwülste (sog. „Hühnertrappen"). In Profil IIb.

P_{14_6} (Taf. 76, Fig. 36) VM 64_3. Schlammwülste. In Profil Va.

P_{14_7} (Taf. 76, Fig. 43) VM 65_4. Schlammwülste. Vermutlich handelt es sich hier um Wühlgänge, da die Wülste nicht wie bei P_{14_6} in einer Ebene liegen, sondern das Gestein durchsetzen. In Profil Va.

Auf die verschiedensten Erklärungsversuche der Entstehungsart dieser mannigfaltigen Gebilde möchte ich nicht eingehen. Fest steht jedoch, dass nach den bisherigen paläontologischen und lithologischen Erfahrungen alle diese Gebilde an seichte Meeresverhältnisse gebunden sind.

P_{15} (Taf. 76, Fig. 39) VM 59/60. Gerade oder schwach geschweifte, hie und da gekehlte, sich überlagernde Wülste. Möglicherweise handelt es sich um Abdrücke von Pflanzen. Dass sie, wenn nicht direkt angeschwemmt, so doch zum mindesten bewegt worden sind, zeigt die einheitliche Orientierung der dickeren Wülste. In Profil Va.

14. Knollen.

In den Meridekalken sind kleine Knollen, die einzelne Schichtfugen der tonigen Schieferlagen oft in grosser Zahl erfüllen, eine recht häufige Erscheinung, Neben seltenen konkretionären Bildungen, sandigen Anhäufungen, Baryt, Pyrit oder Limonit, handelt es sich weitaus in den meisten Fällen um Koprolithen oder um Anhäufungen von organischen Resten. Diese letztern Bildungen setzen sich gewöhnlich aus Teilen von Spongiengewebe (Pm_5), Skelettelementen (Pm_3, Pm_4), oder Dasycladaceenresten einerseits und bedeutend kleineren Organismen, wie Foraminiferen und Ostrakoden andererseits, zusammen. Das Ganze ist durch Calcit, selten Quarz oder Baryt verfestigt. Durch grössere Serien hindurch sind Foraminiferen und Ostrakoden fast ausschliesslich auf solche Knollen beschränkt. Während das umgebende Gestein fossilleer ist, sind diese Kleinorganismen in den Knollen in grosser Zahl angehäuft. Wo grössere Spongienreste oder Diploporen festgestellt werden können, und das ist meistens der Fall, kann man sich die Entstehung dieser Gebilde vielleicht folgendermassen vorstellen: Der grössere organische Rest (Diploporen oder Spongien) liegt auf primärer Lagerstätte. Schwache Strömungen am Meeresgrund mochten diese Organismen nicht mehr zu bewegen, wohl aber die bedeutend kleineren Ostrakoden und Foraminiferen, die sich dann im Strömungsschatten der grösseren unbewegten Gebilde absetzten. Wo eindeutige Spongien vorliegen, können die Anhäufungen von planktonischen Organismenresten innerhalb des Gewebes vielleicht direkt mit der Ernährungsweise des Tieres in Zusammenhang gebracht werden. Hie und da bestehen aber solche Knollen ausschliesslich aus Foraminiferen und Ostrakoden; entweder sind in diesen Fällen das Spon-

giengewebe oder sonstige grössere Reste vollkommen umkristallisiert worden oder man kann vielleicht auch Koprolithen von Planktonfressern annehmen. Allerdings fehlt diesen Bildungen der übliche Chemismus der Koprolithen vollständig. Die Verfestigung der Anhäufungen ist konkretionär, begünstigt durch die Anwesenheit verwesender Tierreste.

III. Petrographischer Teil.

1. Vulkanischer Tuff.

(Taf. 76, Fig. 40, 41, 44, 45.)

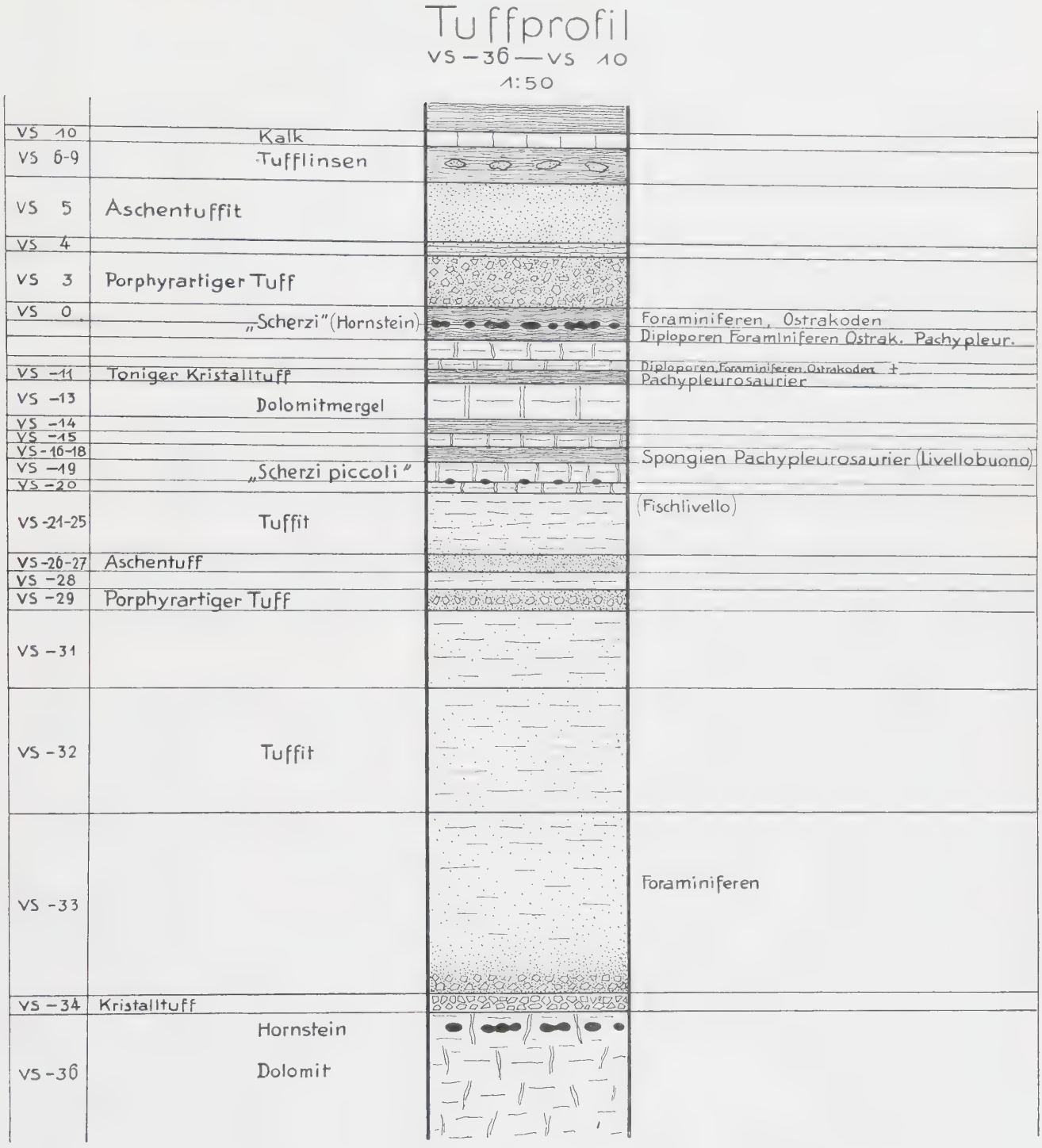
Im Ladinikum des Monte San Giorgio wurden etwa 30 Tufflagen von wenigen Millimetern bis 50 cm Mächtigkeit festgestellt. Zwischen die ladinischen Dolomite und das Niveau von Acqua del Ghiffo schaltet sich die bedeutendste tuffogene Gesteinspartie mit etwa 7 m Mächtigkeit ein. Die ausgezeichnete Aschenstruktur (O. Mügge, 1897), der Chemismus und die Ablagerungsverhältnisse dieses Vorkommens sind charakteristisch für vulkanische Tuffe. Bei anderen, geringmächtigen Lagen kann auf Grund der Feldspate, der Mächtigkeit, der Verbreitung und Lagerung auf Tuff geschlossen werden. Eine unten und oben scharf absetzende, einige Zentimeter oder oft nur einige Millimeter mächtige Arkoselage, die sich über etliche Quadratkilometer erstreckt, kann nicht durch Einschwemmung irgendwelcher Art entstanden sein, umsomehr, als das Hangende und Liegende für ruhiges Wasser und kontinuierliche ungestörte Sedimentation sprechen. Daneben sind wohl auch eine Reihe von feldspatreichen Einschwemmungen in Schichten mit aufbereiteter Lagerung mit Tuffen in Zusammenhang zu bringen. Für mannigfaltige Verkieselungen sind die Tufflagen die Kieselsäurelieferanten (S. 68). Verschiedentlich können reiche Fossilvorkommen mit Tuffsedimentation in Zusammenhang gebracht werden. So wurden beispielsweise im Hangenden der „Scherzi"-Lage Foraminiferen von Tuff eingedeckt, während sich in deren Liegendem im Tuff eine reiche Fischlagerstätte befindet.

Im oben genannten, charakteristischen Tuffvorkommen sind drei Arten von Tuff zu erkennen:

a) Kristalltuff;
b) Porphyrartiger Tuff;
c) Aschentuff.

a) Der **Kristalltuff.** (Taf. 76, Fig. 40) besteht aus Sanidin, Quarz, Zirkon, Apatit, Turmalin, Glimmer, Hämatit, Pyrit, Phosphoritknollen und kleinen Körnern von Eruptivgestein. Korngrösse: Quarz: 1–1,5 mm; Feldspat: 1–1,5 mm; Apatit, Zirkon: 0,2 mm–0,3 mm.

Weitaus die Hauptmasse des Kristalltuffes besteht aus Feldspat. Nach dem optischen und chemischen Befund handelt es sich um Sanidin. Er ist meist mehr oder weniger zersetzt. Vor allem sind es Glaseinschlüsse, die sericitisiert oder kaolinisiert worden sind. Bei stärkerer Verwitterung



± Spongien.

Textfig. 7.

finden sich nur noch Feldspatgerüste vor, die mit neugebildetem Karbonat erfüllt sind. In einzelnen Fällen können eigentliche Pseudomorphosen festgestellt werden.

Der Quarz ist scharfzackig umrandet. Hie und da ist er korrodiert oder enthält Glaseinschlüsse.

Der Zirkon (Taf. 76, Fig. 45) ist sehr frisch; an seiner Form sind Prismen 1. und 2. Stellung, tetragonale und ditetragonale Pyramiden beteiligt. Er ist gelblich, oft mit einer grünlichen oder braunrötlichen Nuance. Einschlüsse verschiedener Art sind häufig, seltener ist Zonarbau.

Die Apatitkristalle (Taf. 76, Fig. 45) sind bedeutend weniger scharf begrenzt. Die farblosen, oft zerbrochenen oder abgerundeten Kristalle sind reich an Einschlüssen.

Bedeutungsvoll sind zahlreiche Eruptivgesteinskörner mit typisch pilotaxitischer Struktur. Man erkennt eine feinkörnige Feldspatmasse durchsetzt von Erznadeln oder ein Gemenge von oft sericitisierten Sanidinleisten und Erz oder eine glasige bis hemikristalline Grundmasse mit Erz oder Feldspatleistchen. Daneben sieht man ziemlich frische Pseudomorphosen eines dunklen Minerals.

Neben limonitischer, toniger oder mergeliger Zwischenmasse erfüllt auch beim Kristalltuff die Lücken zwischen den grossen Körnern ein sehr feinkörniges Gemenge von Feldspat, Sericit, Erz, Quarz. Unveränderte glasige Partien konnten nicht mit Sicherheit festgestellt werden.

Die Kieselsäure, die im Liegenden der Tufflagen Hornsteinbildungen erzeugt, stammt offenbar aus Glas, vermutlich aber auch aus dunklen Mineralien und eventuell aus Plagioklas.

b) **Porphyrartiger Tuff.** (Taf. 76, Fig. 44). Beim „porphyrartigen" Tuff erkennt man einzelne Sanidin- oder Quarzeinsprenglinge in einer feinkörnigen „Grundmasse". Diese letztere setzt sich aus kleinsten Feldspatkörnern, Erz, tonigen und karbonatischen Teilchen zusammen. Ursprünglich glasige Partien sind wohl sekundär durch Quarz ersetzt worden.

c) **Aschentuff A.** (Taf. 76, Fig. 41). Eine weitere Variante besteht aus Aschenteilchen und der oben beschriebenen Grundmasse. Die Aschenteilchen weisen eine auffallende Übereinstimmung mit den von O. Mügge (1893) beschriebenen Gebilden auf. Man erkennt hier deutlich die bikonkaven, konvexkonkaven oder konkav begrenzten polygonalen Umrisse. Nach O. Mügge handelt es sich um kleine Bimssteinfragmente, die mit dem übrigen Tuffmaterial transportiert und sedimentiert worden sind. Und zwar sind es dort gewöhnlich Feldspatpseudomorphosen. Auch in unserem Falle besteht die Grosszahl der Bimssteinteilchen aus Feldspat; andere, vielleicht ursprünglich glasige oder hemikristalline Teilchen, sind weggelöst. In diesen Hohlräumen wird dann oft sekundär Quarz und seltener Karbonat angelagert. In einigen Fällen sind vollständige Blasen des ehemaligen Bimssteins vorhanden.

Aschentuff B. Als letzter Typ ist die oben erwähnte feinkörnige Masse von Feldspat, Erz, Quarz, wenig Ton und Karbonat und offenbar auch hemikristallinen und glasigen Teilchen zu erwähnen. Letztere Partien scheinen in erster Linie der Zersetzung zu verfallen, und der Sericit tritt im polarisierten Licht wie eine feine Maserung hervor.

Zwischen den genannten Tufftypen bestehen mannigfaltige Übergänge. Immerhin kann man im untersuchten Vorkommen Eruptionen unterscheiden, bei denen hauptsächlich Kristalltuff, bei andern in erster Linie Bimssteinfragmente zur Sedimentation gelangten.

Tuffit. Je nach der Intensität des Aschenregens wurde reiner Tuff, oder Tuff mit mehr oder weniger anderem Sediment vermengt, in unserem Fall Ton und Karbonat, abgelagert. O. Mügge (1893) spricht

bei einem Gemenge von Tuff und anderem Sediment von Tuffiten. Unter diesen Tuffiten gibt es nun eine grosse Zahl von Varianten. In unserem Falle sind sie auf engstem Raum zusammengedrängt; denn in einer Serie von 7 Metern Mächtigkeit unterscheidet man nicht weniger als drei Eruptionen, d. h. ein dreimaliges Einsetzen und Ausklingen tuffogenen Materials.

Frischer Kristalltuff ist grau, grünlich oder bläulich; Aschentuff und Tuffe sind hellblau. Orange ist die typische Verwitterungsfarbe und macht das Vorkommen im Gelände leicht kenntlich.

Analysen. Sowohl von Kristalltuff als auch von Aschentuff wurden chemische Analysen von Prof. Dr. J. Jakob durchgeführt. Sie lauten für:

	Kristalltuff	Aschentuff
	(VS–34)	(VS–30)
SiO_2	56,75	71,33
TiO_2	0,92	0,18
Al_2O_3	14,99	11,16
Fe_2O	9,18	2,30
MmO	0,02	0,02
MgO	0,36	0,64
CaO	0,66	1,22
Na_2O	1,13	1,21
K_2O	11,75	9,39
$+H_2O$	3,42	1,16
$-H_2O$	0,81	1,48
P_2O_5	0,13	0,08
CO_2	0,00	0,00
	100,12	100,17

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Kristalltuff (VS–34)	225	34,6	29	2,8	33,6	.87	.07
Aschentuff (VS–30)	404	37	15	7,5	40,5	.84	.52

Auffallend ist der grosse Alkali-, speziell Kalireichtum. Beim Kristalltuff ist das fm sehr hoch, während das c gering ist. Der Aschentuff fällt durch den Alkaliüberschuss und das hohe fm auf.

Bei der Zuweisung zu irgendeinem Magma ist das k beider Tuffarten stets zu hoch. Bei zu hohem fm könnte der Kristalltuff etwa granosyenitisch-k-nordmarkitisch, der Aschentuff rapakivitisch-engadinitgranitisch sein. Infolge Sonderung beim Transport und durch Umsetzungen wurde der Chemismus verändert, so dass er kaum der ursprünglichen Eruptivgesteinszusammensetzung entspricht. Der Aschentuff gibt bessere Hinweise auf den ursprünglichen Chemismus. Analysen von Triastuffen der Nachbargebiete, vor allem aus dem Grigna-Gebiet, sind mir nicht bekannt. Hingegen liegen von den Luganeserporphyren zahlreiche Analysen vor. Obwohl zwischen diesen Ergussgesteinen und den ladinischen Tuffen des Monte San Giorgio-Gebietes kein Zusammenhang besteht, stehen sie unseren Tuffen doch zeitlich und räumlich nahe und der Chemismus des vorliegenden Aschentuffes lässt sich, wie aus der folgenden Zusammenstellung ersichtlich, mit Granophyren und Quarzporphyren der Luganeser Eruptivgesteine gut vergleichen.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Aschentuff (Monte San Giorgio, V. S.–30) (J. Jakob)	404	37	15	7,5	40,5	.84	.52
Granophyr (Cuasso al Monte) (L. M. Koomans 1937)	413	40,5	12	11	36,5	.54	.16
Quarzporphyr (Str. v. Cugliate n. Colle della Nave) (L. M. Koomans 1937)	403	44,5	10	7,5	38	.61	.15
Aplit im Granophyr (Cuasso al Monte) (L. M. Koomans 1937) .	446	41	13	7,5	38,5	.45	.18

In der horizontalen Verbreitung treten im untersuchten Gebiet praktisch keine Schwankungen auf, woraus zu schliessen ist, dass nur ein kleiner Ausschnitt aus einem weitverbreiteten Tuffkegel vorliegt, die Lage des Herdes wahrscheinlich weit entfernt davon gesucht werden muss und dass es sich um eine mächtige Eruption gehandelt hat.

Weitere Vorkommen.

Neben diesem mächtigsten Tuffvorkommen konnten im Ladinikum etwa 30 weitere, mehr oder weniger eindeutige Tufflagen von wenigen Millimetern bis höchstens zehn Zentimetern Mächtigkeit festgestellt werden. Der Mineralbestand – und damit der Chemismus – ist durchwegs ähnlich. Einzig die Kristalltufflagen der höchsten oberen Meridekalke fallen durch ihren Reichtum an Biotit auf.

Diese zerstreuten, geringen Tufflagen sind meist stark verwittert, besonders in den Bachbetten. Sie erscheinen immer im Innern von klaffenden Schichtfugen als gelber, in frischerem Zustand als blaugrauer, toniger Lehm, und oft erst metertief im Innern beginnt der frische Kristalltuff.

2. Kieselgesteine.

Nach der Herkunft der Kieselsäure kann man die Kieselgesteine im Ladinikum des Monte San Giorgio in verschiedene Gruppen gliedern:

a) Radiolarien oder Spongiennadeln oder beide zusammen bilden mehr oder weniger vermengt mit Ton, Bitumen oder Karbonat Hornsteinlinsen oder -lagen.
b) Die glasigen Bestandteile der Tuffbänke wurden von der Kohlensäure des Wassers gelöst und im Liegenden, je nach der Art des Gesteins, in mannigfaltiger Weise wieder ausgeschieden.
c) Die Vorgänge von 1 und 2 scheinen zusammen aufzutreten.
d) Die Herkunft der Kieselsäure ist nicht mit Sicherheit festzustellen. In einzelnen Fällen mögen Tuffe die Lieferanten gewesen sein, anderseits mag es sich um Ausflockungen aus den Gewässern des Sedimentationsraumes handeln.

Wenn im Folgenden von Kieselsäure oder Kiesel die Rede ist, so ist das Mineral SiO_2 in irgendeiner Ausbildung, kristallin oder amorph gemeint. Körniger, mittelfeinkörniger oder feinkörniger Quarz wird von der faserigen Ausbildung getrennt. Diese wird nach dem Vorgange von P. Niggli

(1927) in Quarzin und Chalcedon geschieden, wobei es sich bis auf wenige Fälle ausschliesslich um Quarzin handelt, so dass oft auch nur von faserigem Quarz die Rede ist, während die seltenen Chalcedonvorkommen hervorgehoben werden.

a) Organogene Kieselgesteine.

Am Aufbau dieser Gesteine sind Radiolarien und Spongiennadeln beteiligt. Die Bezeichnung Radiolarit oder Spongiolit ist aber kaum gerechtgertigt, da Karbonat, Ton oder Bitumen, wenn auch stellenweise in sehr geringen Mengen, so doch stets beigemengt sind. Auch kann man bei der oft weitgehenden Umsetzung der kieseligen, organischen Reste nicht mit Sicherheit das Vorhandensein herbeigeführter Kieselsäure ausschliessen.

Im Einzelnen zeigen diese Bildungen grosse Unterschiede, nicht nur in bezug auf die Anzahl und die Art der zur Verfügung stehenden Organismenreste, sondern auch was das Milieu ihrer Entstehung anbetrifft. Doch möchte ich von einer weiteren Gliederung nach diesen und ähnlichen Gesichtspunkten absehen und dafür einige typische Vorkommen schildern.

In den stark bituminösen Dolomit- und Bitumenmergeln der Grenzbitumenzone und den Sapropeliten selber treten häufig kleine Fladen von schwarzem Hornstein auf. In dem feinkörnigen, bituminösen Quarzgefüge erkennt man Spongiennadeln und helle kleine Höfe, die nach den gemachten Erfahrungen von umgesetzten Radiolarien herrühren (VP 4). Diese letzteren und zum Teil auch die Spongienelemente sind unter dem Einfluss der bei der Verwesung von tierischen Resten entstehenden Aminbasen und Ammoniak in Lösung oder Solzustand übergeführt worden (VP 7). Sofern Karbonat vorhanden war, wurde es ganz oder teilweise verdrängt. Die Kieselsäure wurde dann als feinkörnige Masse wieder auskristallisiert; nur die grösseren Spongienelemente blieben einigermassen erkennbar erhalten. Als weitere organische Reste sind die als Pm_8 abgebildeten kleinen braunen bläschenartigen Gebilde häufig; doch scheinen sie als Quarzlieferanten keine Rolle zu spielen. Sie wurden auch in Kalken und Kalkmergeln beobachtet, wiederholen sich aber besonders in bituminösen Schiefern und sind hauptsächlich gut erhalten und erkennbar in bituminösen Hornsteinen. Im Falle von bituminösen Dolomitmergeln kommen vielfach korrodierte Dolomitrhomboeder vor, vereinzelt auch Quarzpseudomorphosen nach Dolomit. Auch sind einzelne detritogene Quarzkörner eingestreut.

In den hangenden, gebankten, zum Teil brecciösen Dolomiten kommen häufig weisse Hornsteinlagen vor. In einem Fall erkennt man in sehr feinkörnigem Quarz äusserst feine, pigmentierte Nädelchen. Es handelt sich um die Füllungen-Achsenkanäle von Spongiennadeln (Taf. 75, Fig. 31) (VP 33). Die kieseligen Komponenten dieser Elemente sowie die ursprünglich sehr wahrscheinlich vorhanden gewesenen Radiolarien wurden vollkommen gelöst und die Kieselsäure als feinkörniger Quarz wieder ausgefällt. Dabei wurde der umgebende Dolomit zum Teil verkieselt, und man erkennt im Hornstein sekundär gebildete Karbonatrhomboeder, welche oft erneut der Auflösung anheimgefallen oder von einer pseudomorphen Quarzhülle umgeben sind. Daneben gibt es auch eigentliche Quarzpseudomorphosen nach Karbonat. Es ist nicht ausgeschlossen, dass in diesem Falle auch Tuff als Quarzlieferant mitgewirkt hat. Zahlreiche Feldspäte im hangenden Dolomit deuten darauf hin. In ähnlichen Vorkommen ist die Auflösung der organischen Kieselgebilde nicht so weit fortgeschritten, und man erkennt nicht nur die vollständigen Schwammnadeln, sondern auch die Radiolarien an den bereits erwähnten helleren Höfen. In einem weiteren Falle wurde der zoogene Hornstein sekundär ver-

kieselt durch einzelne oder Gruppen von Quarzinsphärolithen (VP 40). Zu einem späteren Zeitpunkt wurde er aufbereitetet und bildet nun kleine Gerölle im Dolomitmergel.

b) Verkieselungen als Begleiter von Tuffen.

Ständige Begleiter der Tufflagen sind Verkieselungen verschiedenster Art in ihrem Liegenden. Je nachdem dieses letztere aus Kalk oder Dolomit, tonigen oder bituminösen Schiefern besteht, gestaltet sich das Kieselgestein verschieden. Das wichtigste Beispiel für den letztgenannten Fall, Hornsteinbildung in bituminösen Schiefern, ist der sogenannte „Scherzi"-Horizont, der sich während der Grabungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich als der praktisch wichtigste Leithorizont für die Auffindung der reichen Lagerstätten von fossilen Reptilien, namentlich von *Pachypleurosaurus*, herausstellte. Es handelt sich um eine wulstige Hornsteinlage von 1–3 cm Mächtigkeit, welche eine hangende Tuffbank begleitet. Die Ausbildung dieser Hornsteinlage, sowie der Abstand von der Tuffbank im Hangenden bleiben sich im ganzen Gebiete des Monte San Giorgio, wie auch im benachbarten italienischen Gebiete, gleich. Die Bezeichnung „scherzi" (scherzo, Scherz) rührt von den Arbeitern her, denen die bizarren Formen der Hornsteinoberfläche auffielen, namentlich kreisrunde bis ovale Erhebungen von durchschnittlich 5 cm Durchmesser, die sie treffend mit einer Pfanne Spiegeleier verglichen. Überall, wo diese „Scherzi"-Lage angetroffen wurde, liessen sich stets auch die reichen Reptilienlager in fast bis auf den Zentimeter genau sich gleichbleibenden Abständen feststellen. Diese Kieselsäure stammt aus der etwa 1 Meter mächtigen Tufflage. In gelöstem oder kolloidalem Zustand wurde sie durch 24 cm feinkörnige Kalkmergelschiefer geführt, wovon die höchsten verkieselt sind. In kalkreichen, bituminösen Lagen wurden hier schon kleinere Quarzlinsen ausgeschieden, während im Mergel die Kieselsäure nur vereinzelt in Schlieren und kleinen Quarzinsphärolithen zur Ausscheidung gelangt. Im unteren Teil des Schieferpaketes treten nun plötzlich stark bituminöse Mergelschiefer auf, die äusserst reich an Foraminiferen und Ostrakodenschalen sind. Offenbar hat diese Anhäufung von Organismen zu der starken Bitumenbildung geführt. Im ersten Moment scheint es merkwürdig, dass die 1–3 cm mächtige, wulstige Hornsteinlage inmitten der bituminösen Lagen gebildet wurde; vermutlich waren in diesem Moment genügend Aminbasen und Ammoniak vorhanden, um die Kristallisation der Kieselsäure zu verhindern. Ausser dem grossen Reichtum an kalkschaligen Foraminiferen und Ostrakoden enthalten diese Lagen wenig Quarzkörner und wenig Karbonat.

Obwohl über diesen Bitumenlagen bis zur Tuffablagerung und damit bis zum Eintreffen der Kieselsäure noch 20 cm Kalkschiefer sedimentiert wurden, scheinen diese bituminösen Zwischenlagen in diesem Moment noch nicht vollständig erhärtet gewesen zu sein; denn die quellende Hornsteinlage hat diese Partien nach Belieben vor sich hergedrängt und geformt. Überhaupt kann man beobachten, dass Bitumen nie verkieselt wird; es ist ein vollkommenes Hindernis für Kieselsäure und wird von ihr wie eine elastische Wand zurückgedrängt, unter Umständen bis zum Zerreissen.

Wie gelangte nun die Kieselsäure in die bituminöse Partie hinein? Es wurde schon betont, dass diese Lagen schwach mergelig sind. Offenbar hat sie sich diesen kalkigen Partien entlang getastet, bis sie auf eine oder mehrere dünne Karbonatlagen gelangte, wo sie auskristallisiert wurde. Lagenweise Anhäufungen von Karbonatkristallen im Liegenden und im Innern der Hornsteinlagen deuten darauf hin. Möglicherweise handelt es sich auch z. T. um sekundär gebildeten Kalk aus gelösten Organismenschalen.

Beim Eindringen der Kieselsäure scheinen sich vorerst vereinzelte Kristallisationsherde gebildet zu haben; sie würden in der horizontalen Anordnung den heutigen Wülsten entsprechen, und zugleich wären das die Stellen, wo die Kieselsäure die Bitumenlagen durchbrochen hat. Da die Kieselsäure, wie schon betont, das Bitumen meidet, hat sie sich horizontal entlang einer oder weniger Karbonatlagen angereichert, so dass flache, geschichtete Linsen nach und nach wuchsen, sich zu einer zusammenhängenden Schicht vereinigten und zugleich die Bitumenlagen auseinanderpressten, die sich der wulstigen Hornsteinlage plastisch anpassten. Tektonische Kräfte scheinen bei dieser Anpressung der Bitumenlagen an die Hornsteinschicht weniger eine Rolle gespielt zu haben, da nirgends Rutschflächen beobachtet werden konnten.

Im Anschliff, hauptsächlich aber im Dünnschliff, fällt die horizontale, trotz der wulstigen Oberfläche flache, Feinschichtung dieser Hornsteinlage auf. Sie wird hervorgerufen durch Lagen von Karbonat, Pyritkörnern und Bitumenfetzen, auch ist das feine Quarzgefüge lagenweise schwach bituminös. Karbonat war schon zu Beginn in mehreren dünnen Lagen vorhanden, sie wurden zuerst verkieselt. Die Kieselsäure erhielt dadurch die Möglichkeit, sich ungestört, flächenhaft auszudehnen. Dünne Bitumenhäute, die die Kalklagen trennten, wurden zerrissen und durchsetzen den Hornstein als lose Fetzen. Sie sind immer noch ursprünglich orientiert, entsprechend der flächenhaften Ausbreitung der Kieselsäure. Selbst in den Kuppen der Wülste, den Stellen, wo die Kieselsäure zuerst und zuletzt eindrang, herrscht dieselbe Schichtung.

Der Hornstein besteht aus enggedrängten, mehr oder weniger verschmolzenen Lagen von feinkörnigem Quarz. Die schütteren Karbonatlinsen und -bänder setzen sich aus korrodierten Körnern und idiomorphen Neubildungen zusammen. Der Pyrit folgt in grössern Körnern dem randlichen Bitumen oder ist den schwimmenden Bitumenfetzen angelagert, daneben durchsetzt er gleichmässig in feinsten Körnchen das Quarzgefüge. An organischen Resten kommen einzelne Ostrakodenschalen vor. Daneben sind die als [1])Pm_8 abgebildeten braunen, bläschenartigen Gebilde häufig, die auch in anderen Hornsteinen, in Bitumenmergeln, daneben aber auch vereinzelt in Kalk beobachtet wurden. Etwa der gleichen Grössenordnung gehören eiförmige korrodierte Kalkgebilde an (Pm_9) (Taf. 76, Fig. 14). Daneben scheinen weitere organische Reste vorhanden zu sein.

Gleicher Entstehung und Zusammensetzung sind etwas tiefer liegende Hornsteinlinsen, die von den Arbeitern „Scherzi piccoli" genannt werden. Die Dimensionen dieser Hornsteinbildungen sind durchwegs bedeutend kleiner als im eigentlichen „Scherzi"-Horizont, von dem sie sich namentlich dadurch unterscheiden, dass die einzelnen Hornsteinlinsen isoliert bleiben. Da weniger Kieselsäure zur Verfügung stand, kam es nicht zur Bildung einer durchgehenden Lage (AF_{14_p}). Das Milieu ist mergeliger Bitumenschiefer. Stellenweise wurde auch amorphe Kieselsäure angelagert. Die braunen bläschenartigen Gebilde [1])(Pm_8) sind hier besonders häufig.

Bei der Verkieselung von feinkörnigem, tonigem Mergelschiefer mit dünnen Bitumenlagen dringt die Kieselsäure ebenfalls entlang den Mergellagen vor ($VS\,II_{Ib}$). Bei örtlichen Anhäufungen von feinkörnigem Quarz werden die Bitumenhäute stylolithisch ausgebuchtet.

Im Liegenden einer mergeligen Aschentufflage wurde eine bituminöse Tonschieferlage verkieselt ($OM\,85_5$). Hier breitet sich die Kieselsäure entlang den Tonlagen zwischen den Bitumenhäuten aus. Der Quarz ist äusserst feinkörnig. Auch die Karbonatneubildungen sind sehr klein. Neben dieser Verkieselung des Tones drangen auch Gemenge von gelöstem Karbonat und Kieselsäure in die Ton-

[1]) In den guterhaltenen Exemplaren dieser Gebilde (Taf. 76, Fig. 11—13) erkannte Prof. Dr. E. Schmid Coniferenpollen.

schiefer ein und lagerten sich in Linsen an. Daneben ist der Hornstein von einem dichten Netz von Calcitadern durchwoben; sie münden in flache Calcitlinsen, die entlang von Schichtfugen orientiert sind. Oft endigen diese Linsen entlang von Quarzlagen. Es liegt nahe, in diesen Adern die alten Wege der Kieselsäure zu erblicken, die nach Abführung der gelösten Kieselsäure aus dem Tuff von dem überhandnehmenden Calcit erfüllt wurden. Nachträglich durch tektonische Kräfte entstandene Risse würden die ganze spröde Hornsteinlage durchsetzen und nicht vor einzelnen Schichtfugen Halt machen.

Im liegenden Dolomit einer Kristalltufflage finden sich Hornsteinlinsen und -fladen ($VS–36_2$, $VS–36_3$). Die zum Teil regelmässigen Formen und die scharfe Begrenzung erinnern an Molluskensteinkerne. Doch konnten hiefür keine bestimmten Anhaltspunkte gefunden werden. Möglicherweise finden sich dabei auch verkieselte Schlammwülste. Das feinkörnige Quarzgefüge ist von zahlreichen korrodierten Karbonatkörnchen und idiomorphen Neubildungen durchsetzt. Dolomitneubildungen sind jünger als die Verkieselung.

In einem andern Fall liegen verkieselte Muscheln und Muschelsteinkerne vor (VP 26). Der Quarz ist faserig und mit Ton vermengt. Die Dolomitisierung ist hier deutlich nach der Verkieselung erfolgt.

Unter einer dünnen Tufflage wurden in schwach bituminösen, feinkörnigen Mergelschiefern kleine Quarzlinsen eingelagert (VS 64, VS 87). Sie bestehen meist aus wenigen Körnern und sind unregelmässig begrenzt. Der Quarz ist stark durch toniges Material verunreinigt. Gleichzeitig wurde hie und da auch Calcit ausgeschieden. Anhaltspunkte für organischen Ursprung dieser Linsen konnten nicht beobachtet werden.

In dünnen Schlieren wandert die Kieselsäure durch Kalkmergelschiefer und macht auf den dünnen Bitumenlagen Halt (VM 56, VM 51, Sc 261, 269). Es werden einzelne Quarzinsphärolithen gebildet, die sich oft zu Lagen vereinigen. Sie sind jünger als Baryt- und Pyritausscheidungen.

Auch die Verkieselung von Calcitpseudomorphosen nach Baryt muss zum Teil mit Tuff in Zusammenhang gebracht werden (Sc 329). In diesen Kalkmergelschiefern erkennt man deutlich, dass die Kieselausscheidungen karbonatreiche Partien bevorzugen.

Sehr feinfaserige, regelmässige, kugelige Sphärolithen werden im Mergel ausgeschieden (Sc 349 A, B). Bei weiterer Quarzanlagerung setzt die Kieselsäure nicht direkt an die bereits vorhandenen Sphärolithen an, sondern belässt eine dünne Mergelschale, so dass sich im Querschnitt das Bild von konzentrischen Mergelringen ergibt. Sind verschiedene solche Bildungen auf engem Raume angehäuft, so stossen sie schliesslich aneinander, und zwar bildet sich eine Grenzfläche, die als Symmetrieebene gelten kann. Diese Grenzflächen schneiden sich ihrerseits wieder, so dass der Querschnitt ein wabiges Bild ergibt, umsomehr, als diese Gruppen von Sphärolithen meist in einer Ebene liegen.

c) Gemischte Bildungen.

Neben den rein organogenen Kieselgesteinen und neben Gesteinen, deren Quarzgehalt ausschliesslich oder doch hauptsächlich auf Zufuhr aus vulkanischen Tuffen zurückgeht, finden sich auch Bildungen gemischter Natur. Eine zuverlässige, quantitative Beurteilung der Herkunft der Kieselsäure wird dadurch erschwert, dass die Veränderung der kieseligen Skelettelemente bis zu völliger Zerstörung der organischen Form führen kann; es liegen alle Übergänge von morphologisch genau erfassbaren Kieselskeletten bis zu völlig unbestimmbaren Bildungen vor.

Wenn bei Radiolarienskeletten weder Kieselsäure weg- noch zugeführt wurde, so umschliesst eine feinkörnige perforierte Quarzhülle einen kugeligen Karbonatkern. Oft kann man nun beobachten, dass die Kieselsäure wegtransportiert wurde, indem die Quarzhülle bei Radiolarien oder Spongiennadeln ganz oder teilweise karbonatisiert ist. In unmittelbarer Nähe, d. h. im Bereich eines Dünnschliffes, kann sich dann die Kieselsäure an anderen Radiolarien anlagern, indem der Karbonatkern durch Quarz ersetzt wird. Neben diesem Kieselsäureaustausch „unter Organismenresten" tritt aber im Liegenden von Tufflagen der Fall ein, dass grössere Mengen von Kieselsäure zugeführt wurden. Es werden dann nicht nur die Karbonatkerne verdrängt, sondern um die Radiolarien sphärolithisch Quarz angelagert, und diese Sphärolithen können sich vergrössern und schliesslich zu Lagen vereinigen.

d) Weitere Verkieselungen.

In dieser letzten Gruppe sollen einige Fälle erwähnt werden, wo die Verkieselung auf die Art der Dolomitisierung und Breccienbildung Schlüsse zulässt. Die Kieselsäure mag zum Teil direkt aus den Gewässern des Sedimentationsbeckens ausgeflockt worden sein; zum andern Teil ist ihre Herkunft nicht ersichtlich. Die Arten der Verkieselung sind dieselben wie in Gruppe 2. Neben Hornsteinlagen, einzelnen Sphärolithen, der Verkieselung von Calcitpseudomorphosen, den schaligen Sphärolithen, die sich schliesslich wabig aneinander drängen, kann man auch hier feststellen, dass die Verkieselungen jünger als Baryt und Pyrit und in einem Fall jünger als Fluorit sind.

In bituminösen Dolomitmergellagen finden sich kugelige Hornsteinbildungen von 1–4 Millimeter Durchmesser an sekundärer Lagerstätte. Die Struktur ist nicht sphärolithisch und auch für oolithische Entstehung spricht nichts (VP 49_{10}). In einem zum Teil feinkörnigen Quarzgefüge sind neben wenig Karbonat und Ton einzelne schlecht erhaltene organische Reste zu erkennen (kleine Muscheln und fragwürdige Foraminiferen). Einzelne spindelförmige Querschnitte von kleineren Gebilden lassen Muschelsteinkerne vermuten. Wahrscheinlich handelt es sich um die widerstandsfähigsten Komponenten von Strandbildungen, die durch Strömungen weggeführt worden waren und in landferneren Gewässern zur Sedimentation gelangten. Auf alle Fälle hat die Verkieselung vor der endgültigen Ablagerung stattgefunden.

Wenig über dem Grenzbitumen folgen vereinzelt Bänke einer feinen, konglomeratischen Breccie (VP 32, VP 37, VP 38, VP 47, VP 49, VP 50, VP 65). Die Mehrzahl der Komponenten sind unbestimmbare Organismentrümmer. Viele davon sind verkieselt, hauptsächlich die meist gerollten. Es scheint sich auch hier um eine Auswahl von besonders widerstandsfähigen Komponenten einer Strandbildung an sekundärer Lagerstätte zu handeln. Andere karbonatisierte Trümmer sind frischer und lassen eher noch auf bestimmte organische Formen schliessen. Vereinzelt kommen auch Gerölle aus amorpher Kieselsäure vor. Durch Umlagerung oder Zuführung von Kieselsäure finden sich in seltenen Fällen auch frische Quarzsphärolithen, die sich, ungeachtet der Grenze, zwischen Geröll und Bindemittel ausdehnen. Daneben scheidet sich auch Quarz als grosse Kristalle in Drusen aus. Bei der Verkieselung der Organismentrümmer handelt es sich um faserigen oder körnigen Quarz; zur Bildung eigentlicher Sphärolithen kommt es nur vereinzelt; dann sind sie durch spätere diagenetische Vorgänge bis zur Unkenntlichkeit verwischt.

Einzelne Bänke in den Kalkmergelschiefern der höchsten oberen Meridekalke sind erfüllt von kleinen flachen Kieselfladen (VM 25, VM 55_5). Offenbar handelt es sich um aufbereitete, zusammenhängende Lagen. Sie bestehen aus kleinen Quarzinsphärolithen, eingestreut in feinkörnigen Quarz.

Darin findet man nur vereinzelt Karbonatrelikte und wenig Ton. Anhaltspunkte für organischen Ursprung sind keine da; möglicherweise stammt die Kieselsäure aus Tuffen.

Sehr aufschlussreich hinsichtlich des Zeitpunktes der Dolomitisierung sind Verkieselungen in den bituminösen Dolomitmergellagen unmittelbar unter und über dem Dolomitband (VS 228/229, D 21, OM 12). Es handelt sich um Hornsteinlagen aus einschlussreichem, mittelfeinkörnigem Quarz und einzelnen Sphärolithen. Nach der Verkieselung wurden die bituminösen Mergelschiefer verfaltet und zum Teil gestaucht durch Vorgänge, die an anderer Stelle erörtert werden (S. 28). Gleichzeitig oder später trat dann Dolomitisierung ein. Der Hornstein erhält nicht nur ein unfrisches Aussehen, sondern wird von allen Seiten von Dolomitrhomboedern verdrängt. Im Innern sind kleine Karbonatrelikte und Neubildungen, offenbar Calcit, eingeschlossen, was jedoch nur anhand einer Analyse sicher festgestellt werden könnte.

Auch in den darüberliegenden bituminösen Schiefern, die oft reich an verkieselten Posidonien sind, ist der Dolomit das jüngste Glied (OM 18, OM 36, OM 50). Neben körnigen bis faserigen Quarzlinsen tritt vereinzelt auch amorphe Kieselsäure auf. Über die Herkunft der Kieselsäure kann nichts sicheres gesagt werden. Wohl findet man feine Tufflagen, doch scheinen diese nach den gemachten Erfahrungen kaum für die zahlreichen Verkieselungen zu genügen, und in diesem Fall wird zum mindesten ein Teil der Kieselsäure aus den Gewässern des Sedimentationsbeckens stammen.

In porösen Dolomitschiefern kann man jüngere Kieselsäureumlagerungen feststellen. Alte Hornsteinlagen werden vom Dolomit verdrängt, und die Kieselsäure dringt in vorhandene Hohlräume, wo aber gleichzeitig noch grössere Dolomitkristalle gebildet werden (OM 16_2, OM 16_3). Zum Teil wird die durch Ton verunreinigte Kieselsäure, in diesem speziellen Fall Chalcedon, pseudomorph nach Dolomit auskristallisiert, zum Teil aber ragen Dolomitkristalle in die vortastenden Quarzzungen. In einem anderen Fall wird Kieselsäure aus verkieselten Muscheln weggeführt und dringt zungenartig in ein Nest von Dolomitkristallen. Sie besteht aus eng gedrängten Sphärolithen von sehr feinfaserigem Chalcedon. Randlich ist sie regelmässig gezackt, offenbar infolge Pseudomorphose nach Dolomit.

Zusammenfassend kann für die Kieselgesteine im Ladinikum des Monte San Giorgio folgendes festgestellt werden:

1. Die Kieselsäure ist in manchen Fällen rein organogen, in anderen Fällen wurde sie aus vulkanischen Tuffen in das Liegende geführt; wieder in anderen Fällen beruht der Kieselgehalt auf einer Kombination der beiden Bildungsweisen. Die zur Ablagerung gelangte Kieselsäure erfuhr mannigfaltige, sekundäre Umlagerungen. In einigen Fällen wird Flockung aus dem Meerwasser vermutet.
2. a. Die Kieselsäure gelangt zur Anlagerung an schon vorhandenen Quarz (Kristallisierte Kieselsäure von Organismenresten, Hornstein).
   b. In Karbonatgestein werden Stellen mit möglichst reinem Calcit zur Verkieselung bevorzugt (Schalentrümmer, Calcitpseudomorphosen, Mergel- oder Kalklagen in Bitumen).
   c. Tonschiefer werden nur verkieselt, wenn viel Kieselsäure und kein Calcit vorhanden ist.
   d. Bitumen wird mechanisch verdrängt.
3. Struktur der Hornsteine:
   a. Sphärolithisch (Quarzin; junge Umlagerungen: Chalcedon).
   b. Körnig. Die Korngrösse entspricht oft der Korngrösse des verkieselten Gesteins, da Pseudomorphosen häufig. Ton wird sehr feinkörnig verkieselt.

4. Verkieselungen geben Aufschluss über den Zeitpunkt der Dolomitisierung. Verkieselungen lassen Vermutungen über Bildungsweise von Breccien zu.

3. Baryt.

(Taf. III, Fig. 42, 46, 47.)

Der oberste Teil der Meridekalke, etwa A. Senn's Kalkschieferzone, ist gekennzeichnet durch das oft reiche Vorkommen von Baryt und in den tieferen Lagen von Pseudomorphosen von Calcit nach Baryt. Im Dünnschliff ist der Baryt gut erkennbar an seiner ausgezeichneten Spaltbarkeit, hohen Lichtbrechung, kleinen Doppelbrechung, seinem optisch positiven Charakter und nicht zuletzt an der Form der frischen Einzelkristalle. Geringe Mengen als Zwischenmasse, bei denen die Spaltbarkeit nicht deutlich ist und die Interferenzfarben auch auf andere Mineralien weisen, können immer auf Grund der hohen Lichtbrechung und damit körnelig scheinenden Anschliffläche als Baryt erkannt werden. Makroskopisch ist er in frischem Zustand farblos glasig, wenn verwittert, weiss. Gleichzeitig mit dem Baryt wurde auch Pyrit gebildet, der jenen in einer schütteren Hülle umgibt. Bei fortgeschrittener Verwitterung zersetzt sich der Pyrit; die rötliche Farbe macht das Vorkommen leicht kenntlich. Ist der Baryt vollkommen herausgewittert, so bleiben rostbraune Kristallöcher oder im Falle von sehr kleinen Barytkristallen dunkelrote Fleckchen.

Kleine, unregelmässig begrenzte Baryitkörner häufen sich zu flachen Linsen. In grösseren Knollen (bis 5 cm Durchmesser), ursprünglich vielleicht organischen Gebilden wie Spongien, oder in Konkretionen zusammen mit anderen Mineralien wird Baryt abgelagert. In dünnen Schlieren durchquert er auf gewundenen Wegen das Gestein oder tritt fein verteilt als Zwischenmasse auf. Die häufigste Ausbildung ist idiomorph. Neben stengeligen Einzelkristallen von verschiedener Grösse ($1 \times 0{,}3$ mm; 3×1 mm) sind mannigfaltige Aggregate verbreitet (15×5 mm; 5×2 mm). Man findet schmale Garben, die aus wenigen, nadeligen Kristallen bestehen, rosettenartige, kugelige Aggregate und häufig Doppelrosetten von hantelförmigem Aussehen.

Im Liegenden dieser Barytvorkommen folgen Schieferlagen mit Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Zwei chemische Analysen solcher Pseudomorphosen ergeben 4,5% resp. 15,5% Baryt. Selten können Barytrelikte im Dünnschliff beobachtet werden. In diesen Pseudomorphosen ist häufig Pyrit eingeschlossen, oder dann sind sie radialstrahlig verkieselt. Dass solche Stäbchen oft als Bactryllien betrachtet werden, wurde an anderer Stelle erwähnt. In grösseren Barytanhäufungen sind vielfach Calcitoolithe eingeschlossen. Gewöhnlich sind die Baryteinzelkristalle, sowie die Aggregate von einer schütteren, feinkörnigen Pyrithülle umgeben. In grossen Konkretionen tritt Pyrit und Quarz mit Baryt auf. In einem Falle konnte auch Fluorit beobachtet werden. In Bitumenfetzen sind oft kleine, zu Linsen gehäufte Barytkörnchen eingelagert.

In Schlieren, Konkretionen, Bitumenfetzen, als Füllmasse von Knollen, Zwischenmasse in mergeligem oder oolithischem Gestein ist der Baryt xenomorph ausgebildet. Im Kalk kommt es zur Bildung von kleinen und kleinsten idiomorphen, stengeligen Einzelkristallen. Wird das Gestein tonreicher, so werden die Stengel grösser oder es werden schmale garbenartige Aggregate abgelagert. In tonigen Zwischenlagen, wo die mächtigsten Barytablagerungen vorkommen, häufen sich diese Stengel zu Lagen und Linsen, während bei geringerer Barytmenge grosse Aggregate, wie hantelförmige

Doppelrosetten, gebildet werden. Aber auch in schon vorhandenen Hohlräumen wie Bohr- und Wühlgängen, die gewöhnlich mit lockerem sandigen Sediment gefüllt sind, kommt es zur Bildung der genannten Aggregate.

Mir scheint, dass der Baryt gleichzeitig mit dem ihn umgebenden Gestein abgelagert worden ist, in den Fällen wo kleine Körner in Bitumenfetzen eingestreut sind, wo der Baryt als Zwischenmasse in mergeligem oder oolithischem Gestein auftritt oder wo er in kleinsten idiomorphen Kristallen in Kalk eingestreut ist. Spätere Barytablagerungen sind meines Erachtens die Barytschlieren, die Auffüllungen von ursprünglich organischen Knollen, die Konkretionen, die grossen Stengel und schmalen Garben in tonreicherem Gestein, die grossen hantelförmigen Aggregate in Ton und lockerem sandigen Mergel in bereits vorhandenen Räumen und endlich die oft mehrere Zentimeter mächtigen Barytlagen und -linsen. Im allgemeinen sind die Verkieselungen jünger als die Barytablagerungen.

Es konnten in aufgearbeitetem Gestein kleine Gerölle, bestehend aus Barytaggregaten mit einer Mergelhülle, beobachtet werden.

A. Senn (1924) hat Barytgänge als Nachläufer der permischen Porphyreruptionen im Servino festgestellt. Die neueren holländischen Autoren (siehe L. U. de Sitter, 1939) und die langjährigen Grabungen des Zoologischen Museums der Universität Zürich unter Leitung von Prof. Dr. B. Peyer konnten nie Barytgänge im Anisikum oder Ladinikum des Monte San Giorgio-Gebietes feststellen. Trotzdem kann eine juvenile Herkunft des Baryts nicht ohne weiteres von der Hand gewiesen werden. Nach meinen allgemeinen stratigraphischen Ergebnissen scheint es mir aber wahrscheinlicher, die beschriebenen Barytvorkommen mit der Entwicklung der Sedimentationsverhältnisse in Zusammenhang zu bringen und zwar mit der fortschreitenden Verdampfung im Sedimentationsraum, d. h. mit dem Überhandnehmen lagunärer Verhältnisse; denn kaum 50 Meter über dem reichsten Barytvorkommen setzen die Gipsmergel ein.

Analoge Vorgänge findet man in der germanischen Trias. H. Fischer (1908) erwähnt Baryt von ganz ähnlicher Ausbildung aus der Anhydritgruppe, dem unteren, mittleren und oberen Hauptmuschelkalk und aus der Lettenkohle. Auch hier folgt nach der Barytfällung die Gipsbildung. Auch O. Reis (1909a) beschreibt Barytvorkommen aus dem Hauptmuschelkalk und betont, dass diese Anhäufungen nicht auf einer primären Zunahme der Salinität beruhen, sondern durch den Formationswechsel hervorgerufen wurden.

Gesamtbetrachtung.

Die vorliegenden stratigraphischen Untersuchungen bestätigen die von A. Frauenfelder (1916) durchgeführte Gliederung des Ladinikums im Gebiete des Monte San Giorgio in ladinische Dolomite, in untere und in obere Meridekalke.

Für die Abgrenzung der ladinischen Stufe gegenüber dem Grenzbitumenhorizont der anisischen Stufe stützte sich A. Frauenfelder, unter Hinweis auf E. v. Mojsisovics und auf E. Kittl, auf die vertikale Verbreitung der Daonellen, von denen *D. vaceki* Kittl, *D. elongata* Mojs., *D. caudata* Frauenfelder, *D. böckhi* Mojs. und *D. sturi* Ben. sp. auf das Anisikum beschränkt sind, während die schon im oberen Grenzbitumenhorizont vertretene *D. esinensis* Sal. sp. nach E. Kittl einem tiefen ladinischen Horizont angehört. B. Peyer hält die durch die langjährigen Grabungen immer wieder bestätigte Tatsache, dass sich Mixosaurier und Pachypleurosaurier gegenseitig ausschliessen, für be-

deutsam. Er empfiehlt, bis zur Abklärung mit genauerem Vergleich mit Nachbargebieten, vorläufig lokal die obere Grenze des Anisikums mit dem Aufhören der Mixosaurier, den Beginn des Ladinikums mit dem ersten Auftreten der Pachypleurosaurier anzusetzen. Dieser Wechsel in der Vertebratenfauna stimmt mit dem Auftreten von *D. esinensis* überein.

Die ladinischen Dolomite enthalten im Gebiete des Monte San Giorgio in Gestalt von Cephalopoden (*Protrachyceras archelaus* Lbe.) und von Daonellen (*D. moussoni* Mer., *D. lommeli* Wiss., *D. esinensis* Sal.) eine Reihe von vorzüglichen Leitfossilien. Damit ist eine einwandfreie Parallelisierung mit andern Gebieten gewährleistet. Das Auftreten von Radiolarien in den ladinischen Dolomiten ist, obwohl die Formen bisher nicht genauer systematisch erfasst werden konnten, insofern von stratigraphischem Interesse, als sich diese Radiolarien nicht in die unteren Meridekalke hinein erstrecken. Hinsichtlich des Auftretens von *Daonella moussoni* Mer. und von *Protrachyceras archelaus* Lbe. gelange ich zu einer anderen Auffassung als A. Frauenfelder (1916). Frauenfelder stellt dieses Vorkommen in die unteren Meridekalke, während ich es als eine kalkreiche Einschaltung in den ladinischen Dolomiten betrachte. Meine Auffassung stützt sich auf eine zur Abklärung der Verhältnisse vorgenommene kleine Grabung in einem tektonisch nicht gestörten Gebiete; die Auffassung Frauenfelder's, die ich nicht bestätigen kann, beruht auf seiner Profilaufnahme, am Wege Meride-Capolago, einem durch zahlreiche Verwerfungen und dazu durch die Vegetationsverhältnisse unübersichtlichen Aufschluss.

Nach Frauenfelder bilden den oberen Abschluss der ladinischen Dolomite Arkosebänke, die er in der Val Porina und am Wege Capolago-Meride feststellte. Diese Arkosebänke sind nach meiner Auffassung zweifellos identisch mit Lagen von vulkanischen Tuffen, die L. Vonderschmitt als solche erkannt hat und deren stratigraphische Position durchaus mit derjenigen von Frauenfelder's Arkosebänken übereinstimmt. Bei den im Abschnitt Seite 62 eingehend beschriebenen Bildungen handelt es sich um Kristalltuff und Aschentuff. Von den genannten Tuffen dürfte die Bildung von mit ihnen vergesellschafteten eigenartigen Kieselbildungen herrühren, die ihrerseits mit dem Auftreten von besonders reichen Wirbeltierlagerstätten und mit Bitumenbildung zusammenhängen. Für die Parallelisierung dieser Tuffe mit Vorkommen in benachbarten Gebieten sind weitere Spezialuntersuchungen erforderlich.

In Übereinstimmung mit A. Frauenfelder (1916) und mit A. Senn (1924) erblicke ich den oberen Abschluss der unteren Meridekalke im Dolomitband. Es handelt sich bei diesen Schichten um eine Folge von Kalkbänken und von bituminösen Kalkschieferlagen. Die bituminösen Lagen sind durch besonderen Reichtum an Wirbeltierresten ausgezeichnet. Unter diesen Wirbeltieren ist die durch zahlreiche Funde vertretene Gattung *Pachypleurosaurus* dadurch von besonderem Interesse, dass sie von ihrem ersten Auftreten unmittelbar über dem Grenzbitumen bis zu den höchst gelegenen Fundstellen unmittelbar unter dem Dolomitband bedeutsame Umwandlungen erfahren hat. Es ist Aufgabe von im Gange befindlichen, ausgedehnten Spezialuntersuchungen, festzustellen, in wie weit die genannten Veränderungen für eine feinere stratigraphische Gliederung der Meridekalke von Bedeutung sind. Ferner wurden durch die Grabungen des Museums in den unteren Meridekalken genau lokalisierbare Fischhorizonte festgestellt, deren stratigraphische Auswertung durch Vergleich mit Nachbargebieten deshalb noch nicht möglich war, weil die systematische Untersuchung dieser Funde noch nicht durchgeführt werden konnte. Die reiche Wirbeltierfauna der unteren Meridekalke ist für den Vergleich nicht nur mit den insubrischen Nachbargebieten, sondern auch mit der germanischen Trias zweifellos von grosser Bedeutung. Während in den untern Meridekalken des Monte

San Giorgio-Gebietes keine nennenswerten Molluskenfunde gemacht wurden, ist die Verbreitung von Foraminiferen und von Ostrakoden, die im Zusammenhang mit denjenigen aus den oberen Meridekalken besprochen werden wird, auch von stratigraphischem Interesse. Schliesslich ist zu erwähnen, dass sich ausser den oben genannten stärksten Lagen von vulkanischen Tuffen an der Basis der unteren Meridekalke in höherer Lage vereinzelte schwächere Tufflagen finden.

Die oberen Meridekalke sind von den unteren durch eine 30 Meter mächtige Dolomitzone getrennt. Ich schlage vor, die Bezeichnung Dolomitband, die A. Frauenfelder (1916) für die scheinbar massige Kernpartie von 10 m schuf, auf die ganze Dolomitzone auszudehnen, denn die besonderen Eigenschaften des Dolomitbandes, die auch A. Senn (1924) hervorhebt, treffen weniger für die 10 m mächtige Kernmasse, als für die liegenden und vor allem für die hangenden Bänke zu. Zum Beispiel wird die besondere Widerstandsfähigkeit des Dolomitbandes gegen Erosion hervorgehoben. Diese gilt vielmehr für das unmittelbare Liegende und Hangende des Dolomitbandes im Sinne von Frauenfelder, als für dieses selber, denn in der Valle Serrata hat der Bach beim Durchsetzen der Dolomitzone in deren brecciöser Kernpartie weite Erosionskessel ausgewaschen, während er sich durch die liegenden und die hangenden Dolomitbänke in engen Schluchten durchzwängt. Ich halte es deshalb für zweckmässiger, die Bezeichnung Dolomitband auf die ganze, etwa 30 m mächtige Dolomitzone auszudehnen.

Die Gliederung der oberen Meridekalke von A. Frauenfelder, das heisst der Schichten zwischen dem Dolomitband und dem Raiblergips, stösst auf beträchtliche Schwierigkeiten. Wie einleitend erwähnt, verzichtete A. Frauenfelder (1916) auf eine Gliederung der oberen Meridekalke, während A. Senn (1924) lediglich auf Grund der Gesteinsbeschaffenheit die oberste Partie als Kalkschieferzone hervorhob. Nach meinen Erfahrungen ist der einzige markante Horizont von wirbellosen Fossilien in den oberen Meridekalken derjenige von *Posidonia wengensis* Wiss. Er ist beschränkt auf den obersten Teil des Dolomitbandes und auf dessen unmittelbares Hangendes, mithin auf die Basis der oberen Meridekalke. Laut Literaturangaben soll *Posidonia wengensis* eine beträchtliche vertikale Verbreitung besitzen und durch das ganze Ladinikum hindurch gehen. E. Kittl (1912) und M. M. Ogilvie-Gordon (1927) machen indessen darauf aufmerksam, dass die Angaben über das Vorkommen von *Posidonia wengensis* vielfach einer Nachprüfung bedürfen, indem gelegentlich Schalen von jungen Daonellen als Posidonien und umgekehrt Posidonien als Daonellen angesehen worden sein sollen. Es scheint so nicht ausgeschlossen, dass eine genauere Nachprüfung eine geringere vertikale Verbreitung von *Posidonia wengensis* ergeben könnte, als bisher angenommen wurde. Für das Gebiet des Monte San Giorgio gilt, wohl bemerkt rein lokal, dass *Posidonia wengensis* zuerst im obersten Teil des Dolomitbandes auftritt und etwa 40 m in die oberen Meridekalke hinauf reicht. Ihre vertikale Verbreitung ist somit auf ca. 50 m beschränkt.

Obwohl die oberen Meridekalke im übrigen nicht fossilleer sind, sondern im grössten Teil ihrer Mächtigkeit Foraminiferen und Ostrakoden führen und ausserdem vereinzelte Fossilhorizonte mit Fischen, Estherien, *Lingula* oder mit Pflanzen aufweisen, so fehlt doch eine Molluskenfauna, wie sie in den Nachbargebieten in so reicher Fülle vorliegt. Im Monte San Giorgio-Gebiet wurden bisher lediglich einige unvollständig erhaltene Gastropoden gefunden. Auf Grund meiner Ergebnisse halte ich es nicht für wahrscheinlich, dass weiteres Nachsuchen schliesslich doch noch eine Molluskenfauna zu Tage fördern könnte, sondern ich halte ihr Fehlen für faziesbedingt. Daraus ergibt sich, dass ein Kernproblem der stratigraphischen Untersuchungen im Ladinikum des Monte San Giorgio-Gebietes, die

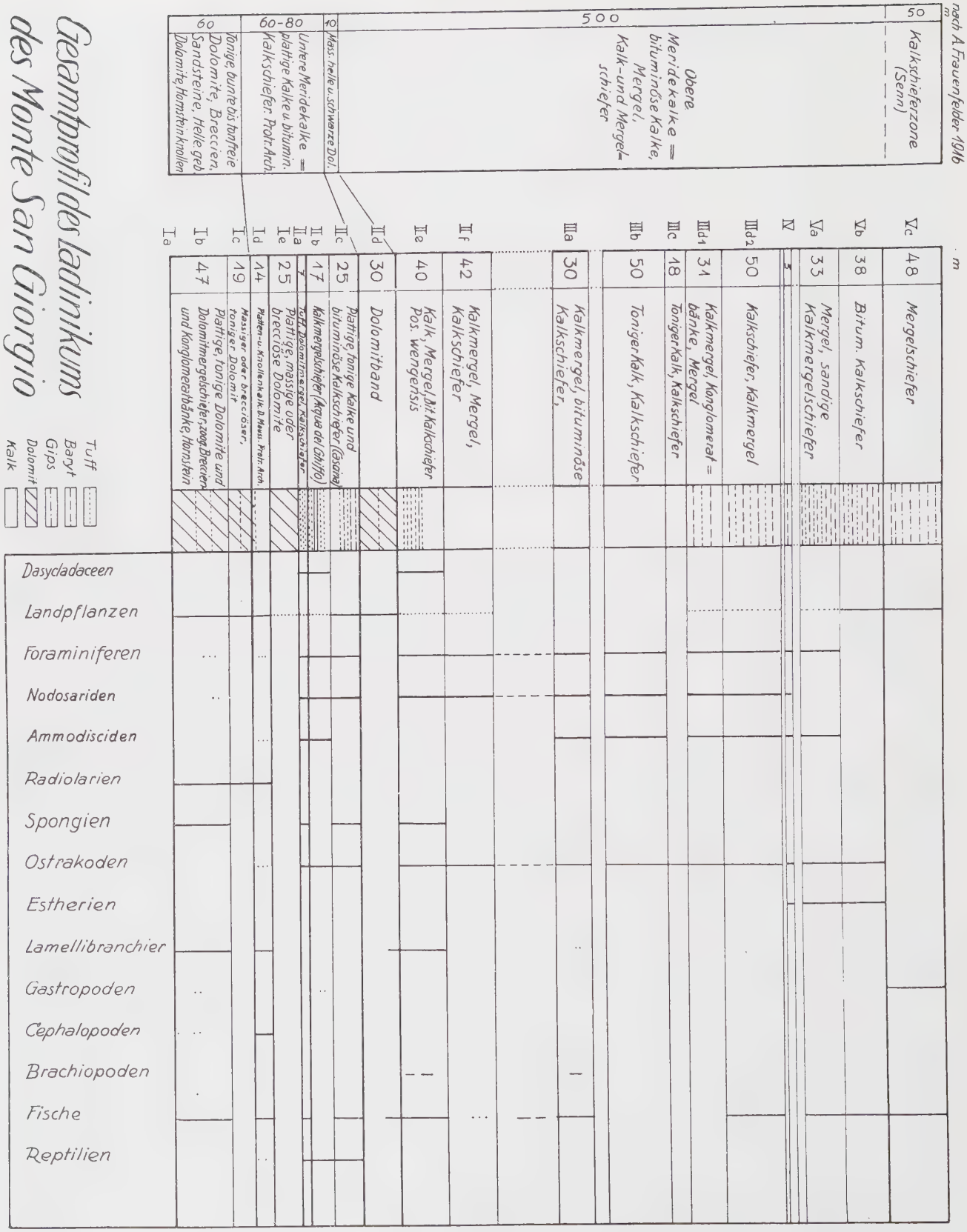
Grenzziehung zwischen ladinischer und karnischer Stufe, sich voraussichtlich niemals auf Grund eines Vergleichs von Molluskenfaunen durchführen lassen wird. Wir haben uns also nach anderen stratigraphischen Anhaltspunkten umzusehen. Die Funde von *Lingula* und Estherien dürften für einen Vergleich mit Nachbargebieten nicht von Bedeutung sein, obschon diese Funde lokal im Gebiete des Monte San Giorgio an bestimmte Horizonte gebunden sind. Bei der bekannten Anspruchslosigkeit dieser Formen hinsichtlich der Qualität des Lebensraumes ist es verständlich, dass sie bis etwa 50 m unter den Raiblergips hinauf reichen. Bedeutsamer erscheint mir die Verbreitung der Foraminiferen und der sie begleitenden Ostrakoden in den Meridekalken. *Nodosaria*-artige Formen reichen von der Basis der untern Meridekalke bis zu einem ca. 125 m unter dem Raiblergips gelegenen Niveau. Die ammodiskenartigen Formen reichen etwas höher hinauf, wobei sie sogar an Häufigkeit zunehmen, um dann ca. 85 m unter dem Niveau des Raiblergipses ebenfalls auszusetzen. In diesen vertikalen Verbreitungsverhältnissen gelangt die Veränderung der Faziesverhältnisse zum Ausdruck, die sich vom oberen Ladinikum bis zur Zeit der Ablagerung des Raiblergipses vollzog. Ein Vergleich dieser Verhältnisse mit denjenigen in den Nachbargebieten ist zur Zeit deshalb nicht möglich, weil aus den Nachbargebieten noch keine Foraminiferen beschrieben worden sind.

Während aus den oberen Meridekalken des Monte San Giorgio-Gebietes keine Reptilfunde vorliegen, konnte eine ganze Anzahl von charakteristischen, zum Teil ziemlich reichen Fischhorizonten festgestellt werden. Ihre systematische Bearbeitung steht noch aus. Möglicherweise können diese Fischfunde für die Parallelisierung mit anderen Triasgebieten von grosser Bedeutung sein.

Auch die Pflanzenfunde konnten bisher nicht systematisch bearbeitet werden. Ihr Erhaltungszustand lässt meist zu wünschen übrig, so dass es fraglich erscheint, ob ihre Bearbeitung zum Ausbau der feineren Stratigraphie des Ladinikums wesentlich beitragen wird.

Wie in den unteren, so finden sich auch in den oberen Meridekalken vereinzelte schwächere Lagen von vulkanischem Tuff. Es scheint sich um Ausklänge von Vorgängen zu handeln, die in unserem Gebiet an der Grenze der ladinischen Dolomite und der unteren Meridekalke ihren Höhepunkt hatten. Die Untersuchung dieser geringmächtigen, vereinzelten Tufflagen beschränkte sich in der Hauptsache auf die Anfertigung von Streupräparaten; auf Analysen musste verzichtet werden. Eine spezielle Vergleichung mit Vorkommen im italienischen Nachbargebiet, die zweifellos von Interesse wäre, konnte deswegen nicht durchgeführt werden, weil unter den obwaltenden Umständen Begehungen nicht möglich waren.

Schon A. Frauenfelder (1916) hat die Ansicht ausgesprochen, dass ein Teil der oberen Meridekalke nicht zum Ladinikum sondern zur karnischen Stufe gehöre. Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen widersprechen dieser Anschauung nicht. Dagegen scheinen mir die Argumente für den von Frauenfelder unternommenen Versuch, die ladinisch-karnische Grenze auf Grund von Mächtigkeitserwägungen und auf Grund einer hypothetischen Gleichsetzung des Raiblergipses von Meride mit der Zone des *Tropites subbullatus* zu ziehen, nicht auszureichen. Aus der vorliegenden Untersuchung geht zwar wohl die kontinuierliche Veränderung der Faziesverhältnisse im oberen Ladinikum hervor, die mit der Bildung der Raiblergipse ihren Abschluss fand; eine begründete Festlegung der ladinisch-karnischen Grenze dagegen wird sich erst auf Grund der oben erwähnten, zur Zeit noch ausstehenden palaeontologischen Untersuchungen erreichen lassen. Für die Parallelisierung mit Nachbargebieten dürften in erster Linie die in verschiedenen Horizonten der oberen Meridekalke festgestellten kleinen Fischfaunen von Bedeutung werden, möglicherweise daneben auch die an sich unbedeutenden Vorkommen von vulkanischen Tuffen.


Gesamtprofil des ladinikums des Monte San Giorgio
nach A. Frauenfelder 1916
Tuff
Baryt
Gips
Dolomit
Kalk
Kalkschieferzone (Senn)
Obere Meridekalke = bituminöse Kalke, Mergel, Kalk- und Mergelschiefer
Mass. helle u. schwarze Dol.
Untere Meridekalke = plattige Kalke u. bitumin. Kalkschiefer. Protr. Arch.
Tonige bunte bis buntfreie Dolomite, Breccien, Sandsteine, Helle geb. Dolomite, Hornsteinknollen
Mergelschiefer
Bitum. Kalkschiefer
Mergel, sandige Kalkmergelschiefer
Kalkschiefer, Kalkmergel
Kalkmergel, Konglomerat = bänke, Mergel
Tonger Kalk, Kalkschiefer
Kalkmergel, bituminöse Kalkschiefer,
Kalkmergel, Mergel, Kalkschiefer
Kalk, Mergel, Pos. wengensis
Dolomitband
Plattige, tonige Kalke und bituminöse Kalkschiefer (Cassina)
Kalkmergelschiefer (Acqua del Ghiffo)
Tuff, Dolomitmergel, Kalkschiefer
Plattige, massige oder brecciöse Dolomite
Platten- u. Knollenkalk d. Mass. Prot. Arch.
Massiger oder brecciöser, toniger Dolomit
Plattige, tonige Dolomite und Dolomitmergelschiefer, stell. Breccien und Konglomeratbänke, Hornstein
Dasycladaceen
Landpflanzen
Foraminiferen
Nodosariden
Ammodisciden
Radiolarien
Spongien
Ostrakoden
Estherien
Lamellibranchier
Gastropoden
Cephalopoden
Brachiopoden
Fische
Reptilien

Textfig. 8.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Es wird versucht, das Ladinikum im Gebiete des Monte San Giorgio, Kanton Tessin, Schweiz, stratigraphisch zu gliedern. Diesem Zweck dienen zahlreiche detaillierte Profilaufnahmen, sowie für diejenigen Schichten, in denen sich die Untersuchungen nicht auf die bisherigen Grabungsresultate des Zoologischen Museums der Universität Zürich stützen kann, neue Fossilaufsammlungen. Die Funde werden, soweit es zur Zeit möglich ist, bestimmt. Zur Untersuchung gewisser Problematica, wie auch zur Abklärung des lithologischen Charakters der einzelnen Schichten werden petrographische Untersuchungsmethoden herangezogen. Da es im Untersuchungsgebiet an einem lückenlos vom Grenzbitumenhorizont der anisischen Stufe bis zum Raiblergips reichenden Profil fehlt, wird aus einer Anzahl von Teilprofilen ein Gesamtprofil zusammengesetzt, aus dem, abgesehen von einer kleinen Lücke, die gesamten Lagerungsverhältnisse hervorgehen. Die Mächtigkeit der genannten Lücke beträgt etwa 50 m; aus einzelnen, unvollkommenen Aufschlüssen lässt sich erkennen, dass der Charakter dieser Partie von demjenigen der Schichten im Liegenden und im Hangenden nicht wesentlich verschieden ist. An Hand von Dünnschliffen werden die Gesteine der einzelnen Profilabschnitte genauer untersucht und zu Schlüssen über die Sedimentationsverhältnisse verwertet, wobei dem Problem der Dolomitbildung besondere Aufmerksamkeit gewidmet wird. Im paläontologischen Teil werden die Fossilfunde mit Ausnahme der Vertebraten beschrieben und abgebildet; dabei werden von den pflanzlichen Funden nur die Dasycladaceen behandelt. An Protozoen werden eine Anzahl von Foraminiferen, namentlich ammodisken- und nodosarienartige Formen beschrieben. Bei den wenig zahlreichen Funden von Radiolarien, von denen nur Schliffpräparate vorliegen, wird auf eine genauere Benennung verzichtet, da infolge der Zeitumstände ein Vergleich mit ausländischen Typen ausgeschlossen war. Von Spongien liegen eine Anzahl von monactinelliden und von tetractinelliden Nadeln vor, von Arthropoden Estherien und Ostrakoden, von Lamellibranchiern namentlich Daonellen und Posidonien. Die Gastropodenfunde sind unbedeutend. Von Cephalopoden werden namentlich Exemplare des Leitfossiles *Protrachyceras archelaus* Lbe. abgebildet. Von Brachiopoden liegen fast nur Reste von *Lingula* vor, von Echinodermen ausser einem einzigen Exemplar von *Miocidaris* (*Serpianotiaris*) *heschelleri* Jeannet nur spärliche Reste von Crinoidenstielgliedern. Die Fische, sowie die Reptilreste werden an anderer Stelle behandelt werden. Die vulkanischen Tuffe, die sich hauptsächlich an der Grenze der ladinischen Dolomite und der unteren Meridekalke finden, werden unter Beigabe einer von Prof. J. Jakob angefertigten Analyse beschrieben; ferner wird die Natur der verschiedenen Hornsteinbildungen, sowie einiger Vorkommen von Baryt untersucht. Dabei wird nachgewiesen, dass gewisse stäbchenförmige, Bactryllien-ähnliche Bildungen keine organischen Reste, sondern Barytkristalle darstellen. Die stratigraphischen Ergebnisse werden diskutiert und graphisch dargestellt (s. Seite 78).

Literaturverzeichnis.

Airaghi, C., 1912. I molluschi degli scisti di Besano in Lombardia. Atti Soc. Ital. Sci. nat. **51**.

Andrée, K., 1908. Über stetige und unterbrochene Meeressedimentation. N. Jb. f. Min., etc. **25**.

— 1915. Schichtung. Geol. Rdsch. **6**.

— 1920. Geologie des Meeresbodens **II**. Leipzig.

Assmann, P., 1925. Wirbellose und Diploporen der oberschlesischen Trias. Jb. geol. L. Berlin. **46**.

— 1937. Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias mit einem Beitrag über die Spongien von H. Rauff. Abh. geol. L. Berlin. N.F., H. **170**.

Bartenstein, H. und Brand, E. von, 1937. Mikro-palaeontologische Untersuchungen zur Stratigraphie des nordwest-deutschen Lias und Doggers. Abh. Senckenberg. naturf. Ges., Abh. **439**.

Bennecke, E. W., 1877. Über die Trias von Elsass-Lothringen und Luxemburg. Strassburg.

Bittner, A., 1890, 1892. Brachiopoden der alpinen Trias. Abh. geol. R. **14** und **17**.

— 1895. Lamellibranchiaten der alpinen Trias. Abh. geol. R. **18**.

Böhm, J., 1895. Die Gastropoden des Marmolatakalkes. Palaeontogr. Stuttgart. **42**.

Borghi, P., 1938. Su alcune nuove località fossilifere del Trias superiore lombardo. Atti Soc. Ital. Sci. nat. (Mus. Civ.), **77**, fasc. I.

Börner, R., 1936. Der Muschelkalk im oberen Kinzigtal. Ausbildung, Lithogenesis und Beziehung zu den Nachbargebieten. Jb. geol. L. Berlin. **56**.

Brand, E., 1937. Über Foraminiferen im Zechstein der Wetterau. Senckenbergiana **19**.

Brinkmann, R., 1925. Über die sedimentäre Abbildung epirogener Bewegungen sowie über das Schichtungsproblem. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, (Math.-Phys. Kl.) H. 2.

— 1926. Tektonik und Sedimentation im deutschen Triasbecken. Z. Dtsch. geol. Ges. **78**.

— 1940. Emanuel Kayser's Abriss der Geologie. **1**. Stuttgart.

Brombach, P., 1903. Beiträge zur Kenntnis der Trias im südwestlichen Schwarzwald. Heidelberg.

Bubnoff, S. v., 1921. Die ladinische Fauna von Forno. Verh. naturf. Ver. Heidelberg, N.F. **14**.

Bütschli, O., 1908. Untersuchungen über organische Kalkgebilde. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, (Math.-Phys. Kl.)**6**.

Cadisch, J., 1934. Geologie der Schweizeralpen. Zürich.

Cayeux, L., 1935. Les roches sédimentaires de France. Paris.

Chapman, F., 1895. On Rhaetic Foraminifera from Wedmore. The Ann. nat. Hist. VI. ser. **16**.

— 1908. Microzoa from Wiana. Rec. geol. Surv., N. S. Wales, **8**.

Clarke, F. W., and Wheeler, W.C. 1922. The inorganic constituents of marine invertebrates. Prof. Pap. **124** U. S. geol. Surv.

Correns, C. W., 1924. Beiträge zur Petrographie und Genesis der Lydite. Zbl. f. Min., etc.

— 1939. Die Entstehung der Gesteine. Berlin.

Crivelli, M. V., 1937. Fauna ladinica di Costa Pagliari (Val Brembana). Boll. Soc. geol. Ital. **56**.

Cushmann, J. A., 1933. Foraminifera, their Classification and Economic Use. Sharon, Massachusetts, U. S. A.

Debes, E., 1910. Zur Technik der Foraminiferenpräparation. SB. naturf. Ges. Leipzig. **37**.

Deecke, W., 1913, 1914. Faziesstudien über europäische Sedimente. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. **20**.

— 1914. Paläontologische Betrachtungen. VI. Über Foraminiferen. N. Jb. f. Min., etc. **2**.

Diener, C., 1923. Fossilium catalogus. I: Animalia, Pars **19**.

— 1925. Leitfossilien der Trias. G. Gürich: Leitfossilien. Lief. **4**.

Doeglas, D. J., 1930. Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. Leidsche Geol. Meded. **3**.

Dorn, P., 1926. Beiträge zur Geologie des Frankendolomites. Z. Dtsch. geol. Ges. **78**.

Douvillé, H., 1907. Perforations d'annélides. Bull. Soc. géol. France. IV. sér., t. **7**.

Durante, G., 1937. Fossili ladinici di una falda tettonica della Val Taleggio. Atti Soc. Ital. Sci. nat. (Mus. Civ.) **76**

Erni, A., 1910. Das Rhät im Schweizer Jura. Diss. Basel. Eclog. geol. helv. **11**, Nr. 1.

Escher von der Linth, A., 1853. Vorarlberg. Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. **13**.

Fischer, H., 1908. Beiträge zur Kenntnis der unterfränkischen Triasgesteine. Geogn. Jh. **20** u. **21**.

Fliche, P., 1903. Sur les corps problématiques et les algues du Trias en Lorraine. C. R. Ac. Sci. Paris. **136**.

FRANK, M., 1928. Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Lettenkohle zwischen Südwürttemberg und dem Kettenjura. Zbl. f. Min., etc. B.
— 1930. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Württemberg. Blatt Künzelsau, Stuttgart.
— 1931. Zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des untern Keupers zwischen Mittelwürttemberg und Kraichgau. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **65**. B.
— 1932. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte von Württemberg. Blatt Stuttgart und Möhringen. Stuttgart.
— 1936. Faziescharakter der Schichtgrenzen der süddeutschen und kalkalpinen Trias. Zbl. f. Min., etc. B.
— 1937. Neue Untersuchungen über Fazies und Bildung von Trias und Jura. I. Trias. Geol. Rdsch. **28**.
— 1939. Die Bedeutung stratigraphisch-fazieller Schichtverfolgung. Z. Dtsch. geol. Ges. **91**.
FRANKE, A., 1936. Die Foraminiferen des deutschen Lias. Abh. geol. L. Berlin. N.F. **169**.
FRAUENFELDER, A., 1916. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclog. geol. helv. **14**. H. 2.
FRECH, F., 1904. Neue Zweischaler und Brachiopoden aus der Bakonyer Trias. Balatonsee, **1**. I. Teil. Pal. Anh. Budapest.
— 1905. Nachtrag zu den Cephalopoden und Zweischalern der Bakonyer Trias. Balatonsee, **1**, I. Teil. Pal. Anh. Budapest.
— 1911. Neue Cephalopoden aus den Buchensteiner-, Wengener- und Raiblerschichten des südlichen Bakony etc. Balatonsee **1**. II. Teil, Pal. Anh. III. Bd., Wien.
— 1912. Leitfossilien der Werfener Schichten. Balatonsee, **2**. Pal. Anh. Wien.
FUCHS, TH., 1895. Fucoiden und Hieroglyphen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien. **62**.
GAUSS, O., 1939. Ophiuren aus der nordalpinen Trias. Zbl. f. Min., etc. B.
GENSER, C., 1930. Zur Stratigraphie und Chemie des mittleren Muschelkalkes in Franken. Geol. und Pal. Abh. N.F. **17**, H. 4.
GEYER, G., 1909. Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im untern Enns- und Ybbstale. Jb. geol. R., **59**.
GRIPP, G., 1933. Tunnelfährten aus Feuerstein. Mitt. min. geol. Staatsinst. Hamburg. **14**.
GRUBENMANN, U., 1915. Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Petrographische Voruntersuchung. Beitr. Geol. Schweiz. Geot. Ser., **5**. Lief.
GÜMBEL, G. W., 1869. Über Foraminiferen, Ostrakoden und mikroskopische Tierüberreste in den St. Cassianer und Raibler Schichten. Jb. geol. R. **19**.
GUGGENBERGER, O., 1933. Die obertriadische Fauna des Packles auf der hohen Wand. III. Gastropoden. Anz. Ak. Wiss. Wien (Math.-Nat. Kl.) **70**.
— 1936. Beiträge zur Kenntnis der Trias vom Eberstein. Anz. Ak. Wiss. Wien (Math.-Nat. Kl.) **73**.
HAUER, F. v., 1854. Palaeontologische Notizen. SB. Ak. Wiss. Wien. **13**.
— 1855. Fossilien vom Monte San Salvatore. SB. Ak. Wiss. Wien. **15**.
— 1857. Palaeontologische Notizen. SB. Ak. Wiss. Wien. **24**.
HÄUSLER, R., 1890. Foraminiferenfauna der Schweizerischen Transversarius-Zone. Abh. Schweiz. pal. Ges., **17**.
HEER, O., 1865. Die Urwelt der Schweiz. Zürich.
— 1877. Flora fossilis helvetiae. Zürich.
HEIM, ALB., 1909. Einige Gedanken über Schichtung. Viertelj. naturf. Ges. Zürich. **54**.
— 1919. Geologie der Schweiz. **2**. Leipzig.
HEIM, ARN., 1925. Über submarine Denudation und chemische Sedimentation. Geol. Rdsch. **15**.
HEINZ, R., 1930. Geologische Beobachtungen zur Bildungsweise des Feuersteins. **23**. Jber. Niedersächs. geol. Ver.
HIRMER, M., 1927. Handbuch der Paläobotanik. **1**. J. v. PIA: Die Erhaltung der fossilen Pflanzen. München und Berlin.
HORN, M., 1914. Über die ladinischen Knollenkalke der Südalpen. Jber. Schles. Ges. vaterl. Kultur. **92**.
HRADIL, G., 1932. Zur Petrographie der Bitumenmergel von Meride am Luganersee. Schweiz. min. petr. Mitt. **12**.
— 1938. Über den chemischen Bestand des Ölschieferbitumens von Meride im Kanton Tessin. Schweiz. min. petr. Mitt. **18**.
HUMMEL, K., 1932. Zur Stratigraphie und Faziswechsel der südalpinen Mitteltrias. N. Jb. f. Min., etc. B, B.-Bd. **68**.
ISSLER, A., 1908. Beiträge zur Stratigraphie und Mikrofauna des Lias in Schwaben. Palaeontogr., Stuttgart. **55**, 1. Lief.
JEANNET, A., 1933. Note sur un *Miocidaris* nouveau. B. PEYER: Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen VI. Abh. Schweiz. pal. Ges. **53**.
JONES, R. T., 1862. A monograph of the fossil Estheriidae. Pal. Soc. Monogr. London.
JONES, R. T. and PARKER, W. K., 1860. On some fossil Foraminifera from Chellaston near Derby. Quart. J. geol. Soc. **16**.
KAYSER, E., 1923. Lehrbuch der Geologie. 6. u. 7. Aufl. Stuttgart.

Kirchner, H., 1924. Die Fossilien der Würzburger Trias. I. Teil: Foraminiferen und Echinodermen. Würzburg
— 1925. Neue Fossilfunde im fränkischen Muschelkalk. Zbl. f. Min., etc. B.
— 1930. Gastropoden und Scaphopoden (von E. W. Meissner). N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **63**. B.
— 1933. Brachiopoden. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **71**. B.
Kittl, E., 1894. Die triadischen Gastropoden der Marmolata etc. Jb. geol. R. **44**.
— 1899. Die Gastropoden der Esinokalke etc. Ann. Naturhist. Hofmus. Wien. **14**.
1912. Halobiidae und Monotidae. Balantonsee **1**., I. Teil, Pal. Anh. **2**. Bd., Wien.
Klähn, H., 1929. Die Genese lakustrer Dolomit- und Kieselausscheidung etc. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **61**.
Klebelsberg, R. v., 1935. Geologie von Tirol. Berlin.
Koken, E., 1900. Geol. Spezialkarte der Umgebung von Kochendorf. Stuttgart.
Koomans, C. M., 1937. Der Chemismus des Luganer Porphyrgebietes. Diss. Leiden.
Kuhn, E., 1941. Über die Bitumina von Campione. Eclog. geol. helv. **34**, Nr. 2.
— 1942. Über einen weiteren Fund von *Paraplacodus broili* Peyer aus der Trias des Monte San Giorgio. Eclog. geol. helv. **35**, Nr. 2
Kumm, A., 1933. Schicht, Bank und Lager. Geol. Rdsch. **24**.
Kutassy, A., 1931. Fossilium catalogus. I: Animalia, pars **51**. Lam. triadica II.
— 1937. Triadische Faunen aus dem Bihargebirge. I. Teil: Gastropoden. Geol. Hung., sér. pal., **13**b, Budapest.
Laube, G., 1865. Die Fauna der Schichten von St. Cassian. Denkschr. Ak. Wiss. Wien. **25**.
Leonhard, G., 1861. Geognostische Skizze des Grossherzogtums Baden. Stuttgart.
Leuchs, K., 1928. Beiträge zur Lithogenesis kalkalpiner Sedimentation. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **59**. B.
— 1933. Über Breccien. Geol. Rdsch. **24**, H. 5.
Leuzinger, P., 1926. Geol. Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganersee-Valcuvia. Eclog. geol. helv. **20**, Nr. 1.
Liebius, A., 1942. Zur Foraminiferenfauna der Triasablagerungen von Eberstein. Pal. Z. **23**.
Marschall, W., 1941. Die Foraminiferen der Triasablagerungen von Eberstein bei Klagenfurt. Pal. Z. **22**.
Milner, H. B., 1929. Sedimentary Petrography. London.
Moesch, C., 1867. Geologische Beschreibung der Umgebung von Brugg. Neujahrsbl. naturf. Ges. Zürich.
Mohler, W., 1937, 1938. Mikropalaeontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. Abh. Schweiz. pal. Ges. **60**.
Mojsisovics, E. v., 1873. Über einige Triasversteinerungen aus den Südalpen. Jb. geol. R. **23**.
— 1874. Über die triadischen Pelecypoden-Gattungen Daonella und Halobia. Abh. geol. R. **7**.
— 1882. Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abh. geol. R. **10**.
Mügge, O., 1893. Untersuchungen über die Lenneporphyre. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **8**.
Münster, Graf zu, 1841. Beiträge zur Geognosie und Petrefaktenkunde des südöstlichen Tirols. (St. Cassian.)
Niggli, P., 1923. Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin.
— 1927. Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. Berlin.
Ogilvie-Gordon, M. M., 1927. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. Wien.
— 1934. Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. Jb. geol. B. **84**.
Paalzow, R., 1935. Die Foraminiferen im Zechstein des östlichen Thüringen. Jb. geol. L. Berlin. **56**.
Parona, C., 1889. Monographie der lombardischen Raibler Fauna. Pavia.
Peyer, B., 1931. a) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. I. Einleitung. Abh. Schweiz. pal. Ges. **50**.
— b) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. IV. *Ceresiosaurus calcagnii* nov. gen. nov. spec. Abh. Schweiz. pal. Ges. **51**.
— c) Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. V. *Pachypleurosaurus edwardsi* Corn. sp. Abh. Schweiz. pal. Ges. **52**.
— 1944. Die Reptilien vom Monte San Giorgio. Neujahrsbl. naturf. Ges. Zürich.
Pfaff, F. W., 1907. Über Dolomit und seine Entstehung. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **23**.
Philippi, E., 1907. Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren. N. Jb. f. Min. etc. Festband.
Pia, J. v., 1926. Pflanzen als Gesteinsbildner. Wien.
— 1930. Grundbegriffe der Stratigraphie. Leipzig und Wien.
Pompeckj, J. F., 1901. Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf. Geogn. Jh. **14**.
Quenstedt, F. A., 1885. Handbuch der Petrefaktenkunde. Tübingen.
Quervain, F. de und Friedländer, C., 1942. 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine, Beitr. Geol. Schweiz. Geot. Ser., **20**. Lief.
Hauff, H., 1938. Über einige Kalkschwämme aus der Trias der peruanischen Kordillere. Pal. Z. **20**.
Reis, O. M., 1909. Beobachtungen über Schichtenfolge und Gesteinsausbildung in der Fränkischen Unteren und Mittleren Trias. Geogn. Jh. **22**.
— 1909. Zur Fucoidenfrage. Jb. geol. R. **59**.
Reynolds, S. H., 1928. Breccias. Geol. Mag. London. **65**.

Richter, R., 1922. Flachseebeobachtungen zur Palaeontologie und Geologie. Senckenbergiana **4**.
Rücklin, H., 1937. Neue Lebensspuren aus dem oberen Voltziensandstein und dem unteren Muschelkalk des Saarlandes. Bad. geol. Abh. **9**.
Salomon, W., 1895. Geologische und Palaeontologische Studien über die Marmolata. Palaeontogr. Stuttgart. **42**.
Sandberger, F. v., 1891. Übersicht der Mineralien des Regierungsbezirkes Unterfranken und Aschaffenburg. Geogn. Jh. **4**.
— 1893. Die Lagerung der Muschelkalk- und Lettenkohlen-Gruppe in Unterfranken. Verh. phys. med. Ges. Würzburg. N.F. **26**.
Sander, B., 1922. Über bituminöse Mergel. Jb. geol. Staatsanst. Wien. **71/72**.
— 1936. Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge. Min. petr. Mitt. Leipzig. **48**.
Saporta de, 1882. A propos des algues fossiles. G. Masson, Paris.
— 1884. Les organes problématiques des anciennes mers. G. Masson, Paris.
Schalch, F., 1873. Beiträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwald. Diss. Schaffhausen.
— 1906. Nachträge zur Kenntnis der Trias am südöstlichen Schwarzwald. Heidelberg.
— 1916. Geologische Spezialkarte des Grossherzogtums Baden. (Blätter: 121, 132, 133, 144, 145) Heidelberg.
Schick, Th., 1903. Beiträge zur Kenntnis der Mikrofauna des schwäbischen Lias. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg. **59**.
Schmidt, M., 1928. Die Lebewelt unserer Trias. Oehringen.
— 1936. Fossilien der spanischen Trias mit einem Beitrag von J. v. Pia. Abh. Ak. Wiss. Heidelberg. **22**.
— 1938. Die Lebewelt unserer Trias. Nachtrag. Oehringen.
Schmidt, W. E., 1918. Über die Entstehung und über die Tektonik des Lagers von Meggen nach neueren Aufschlüssen. Jb. geol. L. Berlin. **39**, II. Teil.
Schneiderhöhn, H., 1922. Chalkographische Untersuchungen der Mansfelder Kupferschiefer. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **47**.
Schottler, W., 1934. Die Geologie der westlichen Sachranger Berge. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **72**. B.
Schuster, H., 1904. Über das Vorkommen von *Bactryllium canaliculatum* Heer in der Lettenkohlenformation Württembergs. Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg. **60**.
Schwarz, A., 1929. Zur Bildung der Feuersteine. Senckenbergiana. **11**.
Seebach, v., 1862. Lethea geognostica. Trias.
Senn, A., 1924. Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. Eclog. geol. helv. **18**, Nr. 4.
Sieber, R., 1937. Die Fauna der nordalpinen Rhätriffkalke. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **78**. B.
Sitter, L. U. de, 1939. Les porphyres luganais et leurs enveloppes. Leid. geol. Meded. **11**.
Skeats, E. W., 1905. On the chemical and mineralogical evidence as to the origin of the dolomites of southern Tirol. Quart. J. geol. Soc. London. **61**.
Soergel, W., 1924. Beiträge zur Geologie von Thüringen. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **49**.
Stauber, H., 1942. Die Triasablagerungen von Ostgrönland. Medd. Grønland. **132**, Nr. 1.
Steinmann, G., 1907. Einführung in die Paläontologie. 2. Auflage. Leipzig.
Stoppani, A., 1858–60. Les pétrifications d'Esino. Pal. Lomb. sér. **1**, Milano.
— 1859. Rivista geologica della Lombardia. Milano.
Strausz, L., 1928. Geologische Fazieskunde. Jb. Ung. geol. Anst. **28**, H. 2.
Tomor-Thirring, J., 1936. Paläontologische Neuigkeiten aus dem Bakony Gebirge. Földt. Közl. **66**, Budapest.
Toula, Franz, 1913. Die Kalke vom Jägerhause unweit Baden mit nordalpiner St. Cassianer Fauna. Jb. geol. R. **63**.
Triebel, E., 1938. Über das Auslesen von Mikrofossilien. Senckenbergiana. **20**.
Trümpy, Ed., 1930. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee. Eclog. geol. helv. **23**, Nr. 2.
Trusheim, F., 1933. Ein neuer Leithorizont im Hauptmuschelkalk von Unterfranken. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **71**. B.
Tucan, F. v., 1909. Kurze Notiz über Dolomit. Zbl. f. Min., etc.
Vadasz, E., 1910. Triasforaminiferen aus dem Bakony. Balatonsee **1**, 1. Teil, Pal. Anh.
— 1933. Neuer Beitrag zur Frage der Triasforaminiferen im Bakony. Zbl. f. Min., etc. B.
Van Houten, J., 1929. Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. Eclog. geol. helv. **22**, Nr. 1.
Vigh, G., 1934. Neue Triasfunde im ungarischen Mittelgebirge. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **72**. B.
Wagner, G., 1913. Beiträge zur Stratigraphie und Bildungsgeschichte des oberen Hauptmuschelkalkes und der Lettenkohle in Franken. Geol. und pal. Abh. **12**.
Wanner, H., 1897. (nach F. Schalch) Übersicht über die geologische Gliederung des Kantons Schaffhausen.
Weigelt, J., 1921. Die Bedeutung der Jugendformen karbonischer Posidonomyen für ihre Systematik. Palaeontogr. Stuttgart. **64**.
Wetzel, O. W., 1922. Sedimentpetrographische Studien. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **47**.

WINKLER-HERMADEN, A., 1936. Neuere Forschungsergebnisse über Schichtfolge. Bau der Südalpen. I. und II. Geol. Rdsch. **27**.

WOLANSKY, D., 1933. Sedimentationsverhältnisse des Schwarzen Meeres. Geol. Rdsch. **24**. H. 6.

WROOST, V., 1936. Vorgänge der Kieselung. Abh. Senckenberg. naturf. Ges. **432**.

WURM, A., 1911. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias von Aragonien. Z. Dtsch. geol. Ges. **63**.
1913. Beiträge zur Kenntnis der ibero-balearischen Triasprovinz. Heidelberg.

ZANGERL, R., 1935. PEYER, B., Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen. IX. *Pachypleurosaurus edwardsi*, CORNALIA sp. Abh. Schweiz. pal. Ges. **56**.

ZELGER, C., 1867. Trias Frankens. Würzburg.

ZELLER, F., 1908. Beiträge zur Kenntnis der Lettenkohle. N. Jb. f. Min., etc. B.-Bd. **25**.

ZITTEL, K. A. v., 1876–1880, 1881–1885, 1890. Handbuch der Palaeontologie. **I**, 1 und 2; **II**. München und Leipzig.
1924. Grundzüge der Palaeontologie. **I**. 6. Aufl. München und Berlin.

Curriculum vitae.

Ich, Albert Wirz, von Zürich, wurde am 8. Juli 1910 in Regensberg, als Sohn des Pfarrers Paul Wirz und der Katharina geb. Boesch, geboren. In Hausen a. A. besuchte ich die Primar- und Sekundarschule. Nach 4½ Jahren Industrieschule in Zürich bestand ich die Eidg. Maturitätsprüfung. Seit dem W. S. 1930/31 studierte ich vorerst ein Semester an der E.T.H. und nachher an der Universität Zürich Naturwissenschaften. In den Jahren 1937—1943 arbeitete ich an der vorliegenden Dissertation.

Zürich, im Mai 1943. ALBERT WIRZ

Tafel 76.

Fig. 1–39, 43 Problematica. Fig. 40–42, 44–47 Gesteine u. Mineralien des Monte San Giorgio-Gebietes.

Seite

Fig. 1. Pm_3. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata 64_4. Vergr. 13,5:1. Dünnschliff 58
Fig. 2–5. Pm_5. Untere und obere Meridekalke (Ladinikum). Fig. 2, V. Serrata II 121; Fig. 3, V. Serrata 66 unten; Fig. 4, V. Serrata II 91; Fig. 5, V. Mara 58. Vergr. 13,5:1. Dünnschliff 58
Fig. 6. Pm_{6_1}. (Oolithe). Obere Meridekalke (Ladinikum). Sostra-Cereda 86. Vergr. 22,5:1. Dünnschliff . . 58
Fig. 7, 8. Pm_{6_2}, Pm_{6_3}. (Oolithe). Obere Meridekalke. V. Serrata OM 306. Vergr. 76,5:1. Dünnschliff . . . 58
Fig. 9. Pm_{6_4}. Obere Meridekalke (Ladinikum). Sostra-Cereda 86_2. Vergr. 76,5:1. Dünnschliff . . . 58
Fig. 10. Pm_7. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata II 011. Vergr. 76,5:1. Dünnschliff 59
Fig. 11–13. [1])Pm_8. Ladinische Dolomite, untere und obere Meridekalke. V. Serrata 0 („Scherzihorizont"). Vergr. 236:1. Dünnschliff 40, 59
Fig. 14. Pm_9. Untere Meridekalke). V. Serrata–14 („Scherzi piccoli"). Vergr. 236:1. Dünnschliff. . . 59
Fig. 15. Pm_{10}. Grenzbitumenhorizont (anisisch-ladinischer Grenzhorizont). V. Porina 7. 76,5:1. Dünnschliff . 59
Fig. 16. Bactryllium. P_1. Untere ladinische Dolomite. V. Porina 43, 49_{11}, 109_2; V. Bozzone 6. Vergr. 2:1 59
Fig. 17. „Härchen", *conferviles braunianus* Schenk. P_3. Untere Meridekalke. V. Serrata 93. Vergr. 2:1 . . 59
Fig. 18. Spongiennadeln. P_2. Untere Meridekalke. Cascinello („Livello buono"). Vergr. 4:1 59
Fig. 19. P_4. Obere Meridekalke (Ladinikum). IV_{32} Murgala (Stallone). Vergr. 2:1 60
Fig. 20. P_6. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata II 101. Vergr. 2:1 60
Fig. 21. P_7. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata 201. Vergr. 2:1 60
Fig. 22. P_9. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 48. Vergr. 2:1 60
Fig. 23. P_{13}. Obere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata OM 78_3. Vergr. 2:1 60
Fig. 24. P_{11}. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 65_8. Vergr. 2:1 60
Fig. 25. P_{10}. Obere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata OM 73_6. Vergr. 2:1 60
Fig. 26. P_8. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 59, 60. Vergr. 2:1 60
Fig. 27. P_{12}. (*Taeniopteris.*) Untere ladinische Dolomite. V. Bozzone. Vergr. 1:2 60
Fig. 28. Dasycladaceenrest. Pm_2. Untere Meridekalke. V. Serrata 48_{30}. Vergr. 13,5:1. Dünnschliff . . . 58
Fig. 29. Dasycladaceenreste. Pm_1. Untere Meridekalke. V. Serrata 46a. Vergr. 13,5:1. Dünnschliff . . . 58
Fig. 30. „Bottiglia". P_5. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata. Vergr. 2:1 60
Fig. 31. „Bottiglia". P_5. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata. Nat. Grösse 60
Fig. 32. Spongiennadeln. Pm_4. Obere Meridekalke. V. Serrata OM 72. Vergr. 22,5:1. Dünnschliff. 58
Fig. 33. Gefliessmarken. P_{14_3}. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). Murgala (W Meride), Oberlauf des Gaggio. Nat. Grösse 61
Fig. 34. Gefliessmarken. P_{14_1}. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 59, 60. Nat. Grösse . . 60
Fig. 35. Gefliessmarken. P_{14_2}. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata II 46. Nat. Grösse 61
Fig. 36. Schlammwülste. P_{14_6}. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 64_2. Nat. Grösse 61
Fig. 37. „Hühnertrappen". P_{14_5}. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata 46. Nat. Grösse 61
Fig. 38. Schlammwülste. P_{14_4}. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 65_{11}. Nat. Grösse . . . 61
Fig. 39. Pflanzenabdrücke. P_{15}. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 60, 59. Nat. Grösse. . 61
Fig. 40. Kristalltuff. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata –34 Vergr. 22,5:1. Gekr. Nicols. Dünnschliff 62
Fig. 41. Aschentuff. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata –30 Vergr. 85,5:1. Dünnschliff . . 64
Fig. 42. Barytaggregate (garbenförmig). Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 60, 59. Vergr. 4:1 73
Fig. 43. Schlammwülste. P_{14_7}. Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 65_2. Nat. Grösse . . . 61
Fig. 44. Porphyrartiger Tuff. Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata –29 Vergr. 22,5:1 Dünnschliff 64
Fig. 45. Zirkon, Apatit (aus Tuff). Untere Meridekalke (Ladinikum). V. Serrata – 34. Vergr. 22,5:1. Streupräparat 64
Fig. 46. Verkieselte Calcitpseudomorphosen nach Baryt. Obere Meridekalke (Ladinikum). Sostra-Cereda 329. Vergr. 4:1. Dünnschliff 73
Fig. 47. Barytaggregate (rosettenartig). Oberste Meridekalke (ladinisch-carnisch). V. Mara 60, 59 Vergr. 4:1. Dünnschliff 73

[1]) Die unter Pm_8 angeführten (Taf. 76, Fig. 11–13) guterhaltenen Bildungen wurden von Prof. Dr. E. Schmid als Coniferenpollen bestimmt; und zwar zeigt Figur 11 eine ungeflügelte Polle, während in den Fig. 12 und 13 geflügelte Exemplare, vermutlich von Podocarpaceen vorliegen.

Die Originale zu sämtlichen Abbildungen von Tafel 76 befinden sich im Zoologischen Museum der Universität Zürich.